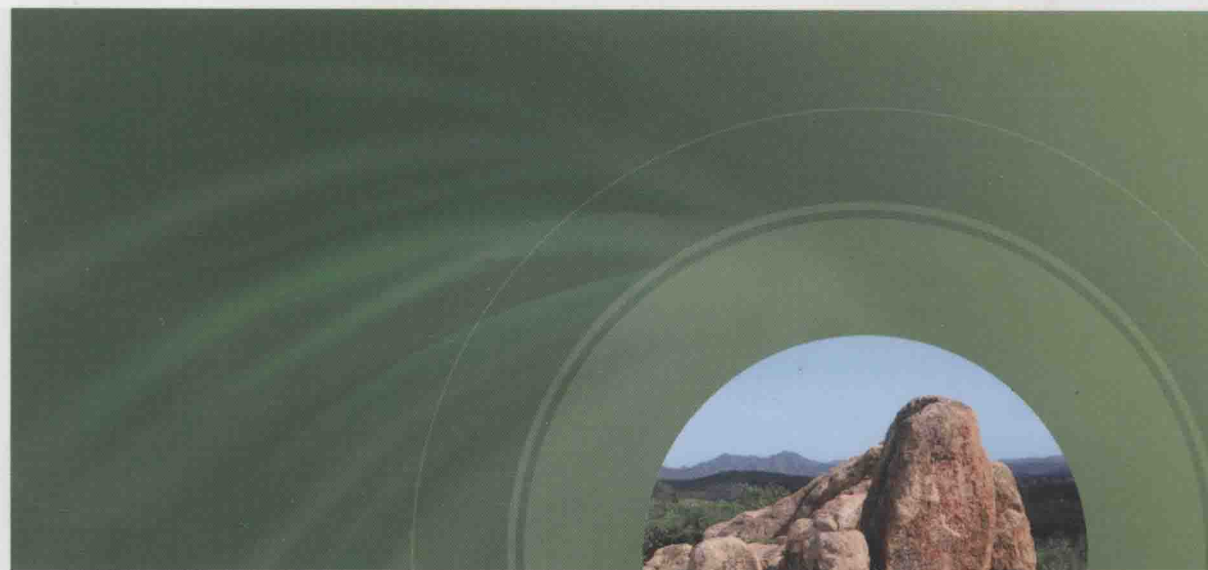


普通高等教育“十一五”国家级规划教材

YANSHIXUE

岩石学（第二版）



主编　桑隆康　马昌前

地质出版社

岩　石　学（第二版）

PETROLOGY (2nd Edition)



ISBN 978-7-116-06498-0

9 787116 064980 >

定价：58.00元

国家精品课程岩石学
矿物岩石学国家级教学团队建设成果

岩石学

（第二版）

主编　桑隆康　马昌前
编著　桑隆康　马昌前　王国庆
　　　肖　龙　廖群安　邬金华

地质出版社
·北　京·

内 容 提 要

本教材是在路凤香和桑隆康主编的《岩石学》（地质出版社，2002）的基础上新编著而成。本版仍以促进岩石学课程体系和教学内容现代化为目标，并将“强化基础，兼顾现代；继承传统，发展特色；培养能力，引导创新”作为编写宗旨。全书分五篇二十八章，对火成岩、沉积岩、变质岩各大类岩石的岩相学与岩理学进行了全面阐述，既立足于常见岩石的系统分类与鉴定，又加强了各大类岩石的成因解释；另外，对地外岩石的岩石学特征做了简要介绍。为方便学生查找和阅读相关文献，对关键的术语都标注了英文，书后还附有中英文术语索引。

本书不仅适用于地质、矿产等相关专业的高等院校师生作为教材或教学参考书使用，也可作为从事科研、生产、地质矿产调查的广大地质工作者的工具书或参考读物。

图书在版编目（CIP）数据

岩石学／桑隆康等主编. —2版. —北京：地质出版社，2012.6

普通高等教育“十一五”国家级规划教材

ISBN 978-7-116-06498-0

Ⅰ.①岩… Ⅱ.①桑… Ⅲ.①岩石学－高等学校－教材 Ⅳ.①P58

中国版本图书馆CIP数据核字（2012）第035155号

责任编辑：李凯明
责任校对：王洪强
出版发行：地质出版社
社址邮编：北京海淀区学院路31号，100083
电　　话：（010）82324508（邮购部）；（010）82324509（编辑室）
网　　址：http：//www.gph.com.cn
电子邮箱：zbs@gph.com.cn
传　　真：（010）82324340
印　　刷：北京纪元彩艺印刷有限公司
开　　本：787mm×1092mm 1/16
印　　张：39.5
字　　数：1060千字
印　　数：1—3000册
版　　次：2012年6月北京第2版
印　　次：2012年6月北京第1次印刷
定　　价：58.00元
书　　号：ISBN 978-7-116-06498-0

（如对本书有建议或意见，敬请致电本社；如本书有印装问题，本社负责调换）

第二版前言

2002年，地质出版社出版了面向21世纪课程教材《岩石学》（路凤香和桑隆康主编）。该教材以通识教育理念为出发点，按照面向21世纪素质教育的要求，整合岩浆岩、沉积岩和变质岩三大岩类，重建了岩石学课程。近年来，岩石学无论在理论研究还是实际应用中均取得了显著进展，在解决重大地球科学问题中的作用日益凸显；夯实岩石学基础、培养地学创新人才的呼声也越来越高，因此，尽快编写新的《岩石学》教材，成为地质教育界的共识。

为了适应新的形势要求，我们编写了第二版的《岩石学》。新版《岩石学》仍以促进岩石学课程体系和教学内容现代化为目标，并将“强化基础，兼顾现代；继承传统，发展特色；培养能力，引导创新”作为编写宗旨。

强化基础，兼顾现代　本书将岩相学与岩理学密切结合、相互支撑，调整教材布局。在加强岩石的野外观察、结构分析、矿物分类和岩类描述的同时，补充了岩石学研究的基本方法和岩石成因分析的基本素材，增加了岩浆体系相平衡和地外岩石的内容，介绍了岩石学的新发现和新进展，适当引进了最新的研究成果（如蛇绿岩的新分类、高镁安山岩、埃达克岩、冲击岩、超高压变质岩、超高温变质岩等特殊岩石），形成了基础厚实、内容先进、逻辑严密的知识体系。

继承传统，发展特色　本书努力继承自池际尚教授以来中国地质大学岩石学教材编写的优良传统：“术语定义准确，理论联系实际”。在岩石分类、结构定名等方面，力求遵循国际规范，保留国内习惯用法中合理的内容。在选材方面，既引用岩石学的全球经典实例，又注意介绍我国的研究成果；不仅突出岩石学在解决重大地学基础理论问题中的作用，而且适度介绍了岩石学与矿产和油气资源、环境和全球变化等问题的联系，形成了“着力核心内容，兼顾学科延伸”的新特色，有助于读者树立地质学的整体观、全球视野和责任感。

培养能力，引导创新　本书在夯实野外地质和岩相鉴定基础的同时，深入分析岩石的矿物成分与化学成分、岩石特征与形成条件、岩石成因与地质过程等方面的关系，试图帮助学生理解岩石系统与地球系统的关系，鼓励学生多思考、多阅读、扩大知识面，努力提高分析问题和解决问题的能力。为方便学生查找和阅读文献，对关键的术语都标注了英文，书后还附有中英文术语索引。此外，为了适应多样化地学创新人才培养的要求，本书还以小字号编排的形式介绍了延伸阅读的内容。因此，本书不仅适用于地质、矿业等相关专业的高等院校师生作为教材或教学参考书使用，也可作为从事科研、生产、地质矿产调查的广大地质工作者的工具书或参考读物。

本书编写的分工是：第一篇（第一章）由马昌前执笔；第二篇（第二至十二章）由马昌前、廖群安和肖龙执笔；第三篇（第十三至十九章）由王国庆和桑隆康执笔；第四篇（第二十至二十七章）由桑隆康执笔；第五篇（第二十八章）由肖龙执笔。全书最后由桑隆康和马昌前统编定稿。

本教材是“十一五”国家级规划教材，也是国家精品课程岩石学、矿物岩石学国家级

教学团队建设成果和湖北省高等学校教学研究项目的一部分。编写工作得到了中国地质大学教务处、地学院、岩矿系、国际教育学院、艺术与传媒学院等有关领导的关心和许多同事的支持，也得到了校内外许多矿物岩石学家的帮助。中国科学院院士莫宣学教授对教材的编写提出了指导性意见；南京大学周新民教授，中国地质科学院杨经绥研究员，中国地质大学游振东、路凤香、王人镜、夏文臣、徐伟彪、郑建平、章军锋、朱云海、赵军红、曾广策、赵珊茸等教授，以及佘振兵、钟玉芳、苏玉平副教授等分别审阅了部分初稿，提出了宝贵的修改意见或参与了提纲的讨论；刘嵘副教授改写了第五章，赵俊明教授提供了封面照片。外籍教授 Paul T. Robinson 和 Roger Mason 提供了相关素材、照片，参与了书稿内容的讨论并校正了英文术语；南京大学朱金初教授热情提供插图和文献。许多博士、硕士研究生参加了资料收集和初稿撰写工作，包括：范淑花（第三章）、孙洋（第四章）、高睿、贺新星（第五章）、熊富浩（第六章）、王世明（第七章）、刘园园（第八章）、丁丽雪（第九章）、刘彬（第十一章）、吴涛、高睿（第十二章）、汤艳（第二十七章）、何琦（第二十八章）、王连训、文霞等；研究生和本科生王艳、袁静、程万强、徐文景、胡晏如、刘鹏、赵文、彭龙川等参与了图件清绘等工作；传媒学院黄国伟等同学绘制了部分素描图。谨此，一并表示衷心的感谢！

由于编者水平所限，书中肯定还存在很多不足之处，欢迎读者提出宝贵意见和建议。

桑隆康　马昌前

2011 年 10 月于武昌南望山下

第一版前言

在传统的专门化教育模式下，岩石学是大学本科教育的一个庞大的教学体系，包括岩浆岩岩石学、沉积岩岩石学、变质岩岩石学等主干课程和一系列专门课程的教材。近10多年来，国内岩石学教材一直没有得到系统的更新，旧的课程体系和教学内容已不适应地质学发展的需要。1995年前后，国外出版了相当数量的、各具特色的岩石学教材，令人耳目一新。根据“加强基础、拓宽专业、增强适应性”，“缩小与世界水平的差距，促进岩石学课程体系和教学内容现代化”的编写宗旨，我们编写了这本三大岩类合为一体的《岩石学》教材。其具有以下特色：

科学性　21世纪地学发展的总趋势是建立全球以至宇宙的地学观和可持续发展的观念，在此前提下，发现潜在的和发展已出现的学科生长点。为此，教材增加了对地外星球岩石类型（包括月岩和陨石）的叙述及现代火山作用对环境影响等方面的内容，介绍了近20年来岩石学领域在岩浆动力学、现代火成岩和沉积岩的成因理论以及 $P-T-t$ 轨迹、超高压变质作用等方面取得的新进展，反映了地学发展的新趋势。教材力图使学生学会科学的思维方法，在介绍重要的理论概念时，尽量说明其渊源与依据，使学生了解理论的形成过程，掌握高度概括和抽象思维的能力；介绍岩石各论时，着重介绍研究岩石的思路和经验，使学生不仅学会基础知识，而且还要掌握认识岩石的方法，培养提出问题、分析问题和举一反三的能力。

基础性　本教材介绍的是本学科目前公认的成熟的理论、基础知识和基本技能（应用肉眼和显微镜分辨主要岩石类型）。教材的重点是岩相学，并以此为切入点，介绍岩石成因，把岩相学和岩理学有机地结合起来，有效地加强基础。

综合性　科学发展的趋势之一是通过学科之间的交叉与渗透达到高层次的综合。本教材首先加强了火成岩、沉积岩和变质岩三大岩类的有机联系，例如加强了过渡类型岩石（如火山碎屑岩、埋藏变质岩、混合岩）及其时空定位的介绍，建立了三大岩类在自然界相互转化和物质再循环以及岩石是地球物质基本组成的概念；统一论述了三大岩类在自然界的地质分布及岩石构造组合；同时与大地构造、地球物理、地球化学、地球动力学和环境地质学等学科做适当的渗透，向高层次的学科综合而努力。

适用性　本教材适用于地学和非地学专业的学生或技术人员阅读。在选材方面比原有教材有适当的拓宽，在分类体系上采用了与国际接轨的方案，同时提供了系统的中英对照专业术语及索引，各章均附有思考题，利于读者查阅和自学。

图文并茂　与以往出版的岩石学类教材相比，图版作了全面更新，相当部分的显微素描是作者重新编绘及选择的，努力使教材达到图文并茂，便于学生理解。

本教材的编写分工是：第一篇和第五篇由路凤香执笔，第二篇由廖群安、路凤香执笔，第三篇由邬金华执笔，第四篇由桑隆康执笔，附录由桑隆康合成，全书由路凤香、桑隆康最后审定。书中的插图由中国地质大学（武汉）绘图室方敏、魏国鹏、张红波完成，图件扫描、版面设计、光盘录制由中国地质大学（武汉）岩石图像分析和计算模拟实验室完成，封面照片由中国地质大学（北京）聂泽同摄。本书校内版出版后，北京大学闫国翰

教授、中国矿业大学张鹏飞教授、中国地质大学游振东教授对教材质量进行了评议，成都地质矿产研究所王大可研究员，中国地质大学（北京）罗照华教授，中国地质大学（武汉）夏文臣、马昌前、陈能松、王方正、李昌年、曾广策、郑建平等教授也提出了宝贵的意见，作者根据上述意见作了认真的修改。教材编写和出版得到中国地质大学（北京）副校长张汉凯教授，中国地质大学（武汉）教务处长欧阳建平教授、地球科学学院副院长李昌年教授的大力支持，在此一并表示感谢！

路凤香　桑隆康

2001年10月于武汉

目 录

第一篇 绪 论

第二篇 火 成 岩

第三篇　沉　积　岩

第四篇　变　质　岩

第五篇 地外岩石

第一篇　绪　论

第一章　岩石及其地质分布

一、岩石与岩石循环

（一）岩石的基本概念

岩石（rock）是天然产出的、由一种或多种矿物或其他物质（如火山玻璃、生物遗骸、地外物质等）构成的固态集合体。多数岩石是由几种矿物组成的，单矿物组成的岩石较少。岩石不仅是地球物质的基本组分，也是类地行星的主要组成部分，地球内部乃至其他天体的固体部分都是由岩石组成的。

按照岩石形成过程的不同，可以将它们划分为三大类：火成岩、沉积岩和变质岩。

◎*火成岩*（igneous rock）：又叫**岩浆岩**（magmatic rock），是由来自地球深部炽热的岩浆固结而成的岩石，包括岩浆在地下深处结晶而成的**侵入岩**（intrusive rock）和岩浆经火山口喷出到地表后冷凝而成的**喷出岩**（effusive rock）。喷出岩又称为**火山岩**（volcanic rock）。

◎*沉积岩*（sedimentary rock）：是在地表条件下，主要由成层堆积的松散碎屑沉积物固化而成的岩石，也可以是由化学及生物化学溶液及胶体沉淀而成的岩石。松散沉积物来源于先存岩石的风化和剥蚀，它们在水、风、冰川的外动力地质条件下发生搬运作用，最后沉积在沉积盆地中。经过胶结、压实和重结晶作用，原先松散的沉积物就逐渐**石化**（lithification）为沉积岩。

◎*变质岩*（metamorphic rock）：是指由于温度、压力、剪切应力、活动性流体参与等一种或多种物理化学条件的变化，先存岩石在基本为固态的情况下，相应出现岩石外貌（产状、结构构造等）和物质组成（矿物成分、化学成分）的变化而形成的新的岩石。多数变质岩形成于岩石风化和沉积物胶结作用地带以下的区域内，但冲击变质岩可以在地表形成。

三大类岩石的野外产状、结构构造、矿物成分及化学成分等方面都有所不同。表1－1对比了它们在地质特征上的差别。需要指出的是，一般把人工合成的矿物集合体（如陶瓷等）称为工业岩石，它们不在本教材讨论的范围之内。

（二）岩石循环

按照国际地科联的分类方案，地球上的火成岩大约有150种，沉积岩50多种，变质岩由于结构构造和矿物成分变化很大，岩石的种类要稍多一些。三大类岩石是根据自然界成岩过程的不同而划分的，它们既有各自的特征，使其彼此区别，但也常呈渐变关系，存在一些过渡的类型。例如，从火山口喷出的火山灰和粒度更粗的火山碎屑，经冷却及固结后形成典型的火山碎屑岩，但当这些火山物质（包括玻璃质碎屑、矿物及岩石碎屑）从空中降落到地表时，如果存在风力或水力的搬运作用，这些火山物质就与部分沉积物一道沉积下来，形成介于火成岩与沉积岩之间的岩石类型（沉积火山碎屑岩）。又如，**混合岩**（migmatite）是

表1-1　三大类岩石的主要地质特征对比

火　成　岩	沉　积　岩	变　质　岩
1. 除部分火山岩和少部分侵入岩外，多数火成岩无成层性 2. 常形成火山及各类熔岩流（火山岩）；或形成岩墙、岩床、岩株及岩基等地质体，与围岩之间有明显的切割关系（侵入岩） 3. 熔岩流快速冷凝的表面部分粒度更细小；而侵入岩与围岩接触处，可以出现细粒的冷凝边。由于岩浆热的影响，火成岩四周的围岩会发生重结晶，出现化学反应带和发生颜色的改变 4. 可出现斑状结构、玻璃质结构、文象结构、气孔构造等，多数火成岩无定向构造 5. 除火山碎屑岩外，无化石出现。多数矿物为高温岩浆结晶的矿物，如橄榄石、辉石、角闪石、黑云母、长石、石英等	1. 呈层状产出，并经过分选作用；岩层在横向上延续范围较广 2. 沉积地质体形态可能以沉积形态为特征，如河流、三角洲、沙洲、沙坝等 3. 沉积岩的固结程度有差别，有些甚至是未固结的沉积物 4. 出现碎屑结构、鲕状结构、层理构造等。岩层表面可以出现波痕、交错层、泥裂等构造 5. 物质组成上，以大量出现石英、燧石、碳酸盐矿物（方解石和白云石）、粘土矿物、石膏、燧石、岩盐等矿物为特征，常含有化石	1. 多数分布于造山带和前寒武纪地盾中 2. 大范围的变质岩分布区，矿物组成具有随变质程度的改变而改变的现象；部分变质岩分布于火成岩体与围岩的接触带，有的呈带状热变质晕形式出现 3. 岩石中的砾石、化石或晶体受到了破坏；碎屑或晶体颗粒拉长，岩石具定向构造，岩石的面理方向可与区域构造线方向一致，但也有少数无定向构造的变质岩 4. 具有粒状、片状变晶结构，碎裂结构，角岩结构等 5. 可出现特征变质矿物，如红柱石、蓝晶石、矽线石、石榴子石、十字石、硅灰石、石墨、绿帘石、透闪石、阳起石等矿物

（据 Blatt et al.，2006，有修改）

一种由浅色体（脉体）及中色和暗色体（基体）构成的岩石，基体属于先存的变质岩，而脉体是由变质岩发生原地**深熔作用**（anatexis）产生的富硅铝质的火成岩，因此，尽管我们将混合岩列入变质岩中讨论，但它其实是介于火成岩和变质岩中的一种岩石。此外，沉积岩经历了成岩作用后，若埋藏深度逐渐变大，受地温梯度的影响，温度也随压力加大而增高，由于所处环境的改变，沉积岩中的矿物会转变为新的类型，部分结构构造也相应发生变化。这种作用过程就属于从沉积成岩作用向变质作用的过渡，所形成的岩石类型也呈现出沉积岩-变质岩之间过渡的特点。

由于地质环境的改变和地质作用的进行，一种类型的岩石会在新的成岩作用条件下转变为另外一种类型的岩石。因此，不同岩石类型之间会因所处地质条件的变化而发生转变，称为**岩石循环**（rock cycle）（图1-1）。概括地说，先存的变质岩（包括变沉积岩）、岩浆岩可以在高温等条件下发生熔融或部分熔融而形成岩浆，岩浆冷凝固结形成火成岩；先存的火成岩、沉积岩和变质岩暴露于地表后经过风化、剥蚀、搬运和沉积而形成沉积岩；先存的火成岩、沉积岩甚至变质岩在不同的温度、压力、剪切应力和活动性流体的作用下会发生化学成分、矿物成分、结构构造等的改变，就形成与原先岩石特征不同的变质岩（一般将由火成岩、沉积岩、变质岩转变而成的变质岩分别称为正变质岩、副变质岩和复变质岩）。从全球角度来看，岩石的循环其实也揭示了壳幔相互作用和岩石成因机制。例如，由于板块的俯冲作用，可以使地幔岩石部分熔融，形成的岩浆添加到大陆壳，而实现**地壳生长**（crustal growth）；洋中脊的岩浆活动，也是地幔通过岩浆作用产生新洋壳的过程。反过来，大洋地壳和大陆地壳的岩石也会通过**拆沉作用**（delamination）和**俯冲作用**（subduction）返回到地幔之中，从而实现地壳物质的**再循环**（recycling），并导致地幔组成的不均一性。本教材将在第二篇、第三篇及第四篇中详细叙述三大类岩石的特征和形成过程，并在第五篇中讨论有关地外岩石的一些基本知识。

T,P,F 表示温度、压力和流体；W,T,S 表示风化、搬运和沉积

图 1－1　岩石循环及各类岩石在本书中的布局

二、地球内部结构与组成

（一）地球的层圈结构

地球内部不同位置的物质成分和性质不同，其地震波的传播速度有明显差异。地震波分为两类，P 波是纵波或压缩波，而 S 波是横波或叫剪切波。P 波能通过固态和液态物质，而 S 波不能在液态物质中传播（在液相中波速为零）。以 P 波和 S 波速度随深度的变化为依据，可以将地球划分成地壳、地幔和地核（图 1－2；表 1－2）。

◎地壳（crust）：是从地表到**莫霍洛维奇不连续面**（Mohorovicic discontinuity）或简称**莫霍面**（Moho）之间的区域，约占地球总体积（$1.083 \times 10^{21} m^3$）的 0.6%。地壳的纵波速度较低，一般低于 7.8km/s，而地幔的纵波速度大于 7.8km/s。地壳可分为**大洋地壳**（oceanic crust）和**大陆地壳**（continental crust）两种类型。大洋地壳占地壳面积的 2/3，厚度相对较薄，只有 3 ~ 10km。例如，大西洋的地壳厚度一般为 3 ~ 4km，而太平洋的地壳厚度一般为 7 ~ 8km（海底高原除外）。全球大陆地壳平均厚度为 39 ~ 41km（Christensen & Mooney，1995），但受重力均衡控制，不同部位厚度不同；在构造拉伸地区（如裂谷、盆地）厚度较小，小于 35km；但在构造挤压缩短地区（如在高山、高原地区）之下存在**山根**（mountain root），地壳较厚。全球地壳最厚的地区是青藏高原，其中在冈底斯－念青唐古拉地区，地壳厚度达 70 ~ 75km。

图 1－2　地球内部地震波速（v_P）、密度（ρ）和温度（T）随深度（D）的分布
（据 Kearey et al.，2009，有修改）

表 1-2　地球内部成分分层与流变学分层比较

成分分层	深度 D	纵波速度 v_P/km·s^{-1}	平均密度 ρ/g·cm^{-3}	物质组成及特征	流变学分层
地壳	大陆壳： 0～30km，最厚可达78km	6.1～6.5	2.6～3.0	大陆壳上部具花岗闪长岩成分，包括片岩、片麻岩、沉积岩和火山岩；大陆下地壳以中性-镁铁质麻粒岩为主	岩石圈
地壳	大洋壳： 5km（水） 5～10km（岩石）	3.5～7.5	3.0	大洋壳以玄武岩和辉长岩为主（新鲜玄武岩 v_P =6.5km/s）	岩石圈
		莫霍面			
上地幔	地壳底部到 72～410km	8.1	3.3	橄榄岩，可能含榴辉岩、辉石岩， 下部为含少量部分熔融体的低速层	岩石圈 / 软流圈及过渡带
过渡带	410～660km	2.5～7.3		为含大量俯冲板片物质的水化带，具β相和γ相的橄榄石	软流圈及过渡带
下地幔	650～2700km	10～13	3.5～5.5	石榴子石和尖晶石，或各种高压相镁铁硅酸盐，或钛、铁氧化物	中圈（mesosphere）
D″层	2700～2890km			核-幔间热和化学反应带，由金属合金（FeO+FeSi）和硅酸盐组成（$MgSiO_3$ + SiO_2），含俯冲板片的残余物	中圈（mesosphere）
		古登堡面			
地核　外核	2890～5150km	8～10	10～12	可能为硫铁外核（液态）	流体
地核　内核	5150～6378km	11	13	镍-铁内核（固态）	固体

◎地幔（mantle）：位于地壳之下（莫霍面）直到2890km深处，占地球总体积的83.2%，无论是从质量上还是体积上来说，地幔都是地球内部最大的圈层。地幔可进一步划分为**上地幔**（upper mantle）、**过渡带**（transition zone）及**下地幔**（lower mantle）三部分。上地幔是从莫霍面到410km深处，过渡带介于410～660km之间，660km之下直到**核幔边界**（core-mantle boundary，CMB）属于下地幔。

——*岩石圈*（lithosphere）：是近40多年来流行的板块学说所划分出来的由地壳及上部地幔组成的构造层，它们具有刚性特征，但内部结构并不均一。在不同的构造单元，岩石圈的厚度有所不同。大陆岩石圈一般厚70～200km，而大洋岩石圈的厚度一般只有30～90km，其中，在洋中脊中央地带，岩石圈厚度接近为零。岩石圈内部的地震波速一般大于7.9km/s，并随深度增加而略有增大。

——*软流圈*（asthenosphere）：岩石圈之下直到大约300km深处是低速带（一般7～7.7km/s），称为软流圈，具有高温韧性变形特征。软流圈中不仅存在固态的地幔岩石，而且含有少量熔融体（1%～2%）。因此，软流圈具有较低的地震波速。软流圈的厚度也有所变化，在一些稳定区，如地盾（克拉通）区，就不出现软流圈，因而不显示在地震剖面上。对于软流圈的厚度和底界还有不同看法，有人认为部分地区软流圈的深度甚至超过660km的不连续面（Spakman & Hall，2010）。

从低速带开始，地震波速迅速增大，在410km和660km深处出现地震不连续面，即地幔过渡带的上、下界面。根据地球物理观测，地幔过渡带是地幔物质性质明显改变的带：地震波速显著增加，岩石密度和导电性显著增大，橄榄石的结构也发生变化。地幔过渡带通常是地震波的高速区，它在全球都有显示，并将上地幔和下地幔分隔开来。下地幔以地震波速随深度缓慢而较为均匀地增大为特征，直到遇上下地幔底部的D″层。D″层的地震波速极不

均一，其中的速度梯度降低，厚度一般为200~300km。D″之下为核幔边界。

◎地核（core）：位于大约3000km深度以下，占地球总体积的16.2%。地核主要由铁、镍组成，可以分为**外核**（outer core）和**内核**（inner core）两部分。内核由固体核心构成，其外围环绕着一层流体外核。据研究，正是外地核流体部分的运动和快速变化，导致了地磁场的产生和地磁场的改变（Olsen & Mandea，2008）。

（二）地球内部物质组成

地球内部圈层的地球物理性质不同，而各圈层物质的差异就是地球物理性质重要的决定因素。地球除去液态的外地核及极少量赋存于地壳及上地幔中的熔体外，主要由固态的岩石组成。在大洋下面，沉积物及沉积岩呈薄层状覆盖于其下部的火成岩（枕状玄武岩、镁铁质席状岩墙群、辉长岩及超镁铁质堆积岩）之上，这些镁铁质的火成岩组成了大洋地壳的主体。因此，洋壳属于硅镁层或玄武质层。洋壳形成于洋中脊，不仅厚度较薄，年龄也比陆壳年轻（平均年龄为60Ma），它们会通过俯冲作用返回到地幔之中。大陆壳出露在海平面之上，陆壳表层的沉积岩约占陆壳面积的66%，其余的火成岩及变质岩大约各占一半。陆壳的总体成分比洋壳富硅，平均相当于安山岩成分（Rudnick & Gao，2003），年龄也比洋壳老（陆壳年龄介于4000~0Ma之间，平均年龄为2000Ma）。一般把大陆壳上层叫做硅铝层，下层称为硅镁层。陆壳中2/3的岩石是由岩浆作用形生的，随深度增加，陆壳的岩石变质程度升高。通常，上地壳上部主要由沉积岩、绿片岩相变质岩和花岗质岩石组成；上地壳的下层由英云闪长质侵入岩和角闪岩相变质岩（包括云母片岩、片麻岩、角闪岩等）组成；而下地壳则主要由镁铁质的麻粒岩相岩石组成（Wedepohl，1995）。在俯冲带，随着俯冲的进行，当压力达到2.5GPa以上时，大洋地壳中的镁铁质岩石（玄武岩和辉长岩）就会转化为密度更大的榴辉岩（Sobolev et al.，2007）。镁铁质岩石的**榴辉岩化作用**（eclogitization）对地球的动力学行为有非常重要的影响。造山带超高压变质岩的发现表明，与大洋壳一样，大陆壳也可能通过拆沉作用和深俯冲等方式再循环到地幔之中。陆壳物质的再循环既可能与洋壳的拖拽作用有关，也可能是陆壳物质榴辉岩化作用的结果。

地幔由富Mg的岩石所组成，O、Si和Fe也是其中的重要组分。上地幔的质量约占地球质量的10%，主要由橄榄石和辉石组成。岩石圈地幔作为上地幔最上部的构造层，其岩石组成可以通过对蛇绿岩剖面的观察、金伯利岩和碱性玄武岩中地幔捕虏体的研究加以了解。一般，从上到下，由于含铝矿物相的不同，分别为斜长石二辉橄榄岩、尖晶石二辉橄榄岩和石榴子石二辉橄榄岩（图1-3）。上地幔与过渡带的界面与α相橄榄石变为β相橄榄石的深度一致（约410km）。

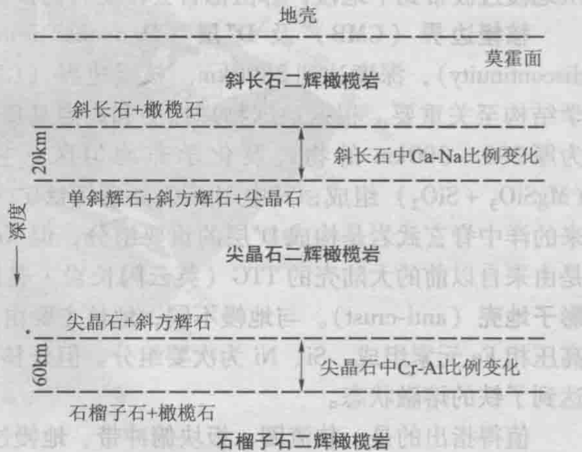


图1-3　岩石圈上地幔最上部100km范围内的矿物学分层

（据Blatt et al.，2006）

注意，在大陆岩石圈地幔内可能缺乏斜长石二辉橄榄岩

地幔过渡带的质量占地球质量的7.5%，其上部为β相橄榄石（$(Mg,Fe)_2SiO_4$），即**瓦兹利石**（wadsleyite），下部为γ相橄榄石，即**林伍德石**（ringwoodite）（图1-4）。瓦兹利石具有畸变的尖晶石结构，而林伍德石具真正的尖晶石结构。瓦兹利石和林伍德石

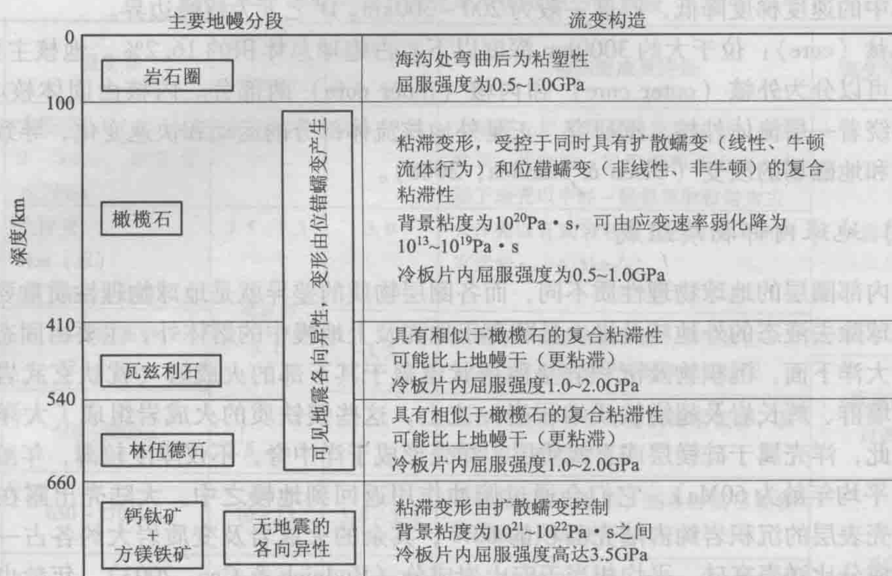


图 1－4　地幔矿物和流变构造

（据 Billen，2010）

可以在高压实验中合成，在自然界中只有在陨石或陨石撞击坑中才有发现。从 α 相橄榄石转变到 γ 相橄榄石，$(Mg，Fe)_2SiO_4$的密度增加了 8%。新的研究表明（Niu et al.，2005），地幔过渡带包含了大洋地壳（俯冲板片）的物质，但这种俯冲板片可能先期经历了强烈脱水甚至部分熔融作用。

地幔过渡带与下地幔的界面则与具尖晶石结构的 γ 相橄榄石分解为**钙钛矿**（perovskite）和**方镁铁矿**（magnesiowüstite）的深度吻合（640～670km）（图 1－4）。下地幔的质量占地球质量的 49%，其组成相对均一，钙钛矿（具钙钛矿结构的 $MgSiO_3$）形成于很高的压力条件下（>20GPa），下地幔的氧化物组成主要是 MgO（方镁石）和 FeO（方铁矿），此外可能还有少量其他氧化物，如 SiO_2（斯石英）、Al_2O_3（刚玉）、TiO_2（金红石）等。从图 1－4 可见，从地幔过渡带到下地幔，林伍德石会转变为钙钛矿和方镁铁矿。

核幔边界（CMB）及 **D″层**（D double-prime）底界为**古登堡不连续面**（Gutenberg discontinuity），深度达到 2890km。核幔边界（CMB）及 D″层的性质对于理解地球的动力学结构至关重要。根据地球物理探测和高温高压实验，CMB 具有 10km 的地形起伏。D″层为厚 200～300km 的物理及化学非均匀区，主要由金属合金（FeO＋FeSi）和硅酸盐（$MgSiO_3+SiO_2$）组成，其中 $MgSiO_3$具**后钙钛矿**（post-perovskite）结构。一般认为，俯冲下来的洋中脊玄武岩是构成 D″层的重要组分，但 Komabayashi et al.（2009）认为，D″层可能是由来自以前的大陆壳的 TTG（英云闪长岩＋奥长花岗岩＋花岗岩）＋斜长花岗岩构成的**影子地壳**（anti-crust）。与地幔不同，地核主要由具 hcp 结构（即致密的密排六方结构）的高压相 Fe 元素组成，Si、Ni 为次要组分。但外核呈液态存在，因为其温度及压力的条件已达到了铁的熔融状态。

值得指出的是，软流圈、板块俯冲带、地幔过渡带和 D″层是壳幔相互作用的重要场所，也可能是板块构造与地幔柱两大全球动力学体系的动力之源和联系的纽带。软流圈不仅被认为是洋中脊玄武岩浆的主要发源地，也与很多大陆岩浆作用密切相关。路凤香等（2006）就指出，我国东部晚白垩世－新生代软流圈来源的玄武岩分布广泛。板块俯冲带作为最重要

的岩浆作用场所，早已得到公认，但地幔过渡带及 D″层所起的作用尚未得到深入认识。大洋板块在俯冲带发生脱水甚至部分熔融，残余物质转变为榴辉岩后会下沉到地幔深处，在进入下地幔之前可能会短暂停留在地幔过渡带内。我国东北的五大连池和长白山火山活动，其岩浆的产生就可能与地幔过渡带的含水性和动力学行为有关（Zhao et al.，2009），而地幔过渡带的水化现象显然与俯冲下去的大洋地壳物质的脱水作用有关（Kuritani et al.，2011）。在核幔边界之上的 D″层，是俯冲洋壳（甚至包括陆壳物质）残余的最终归宿地，也是诱发地幔柱的关键因素。研究表明，俯冲板片中的硅质组分，随深度增加，密度快速增大。SiO_2相在上地幔浅部为柯石英，密度只有 2.9g/cm^3，而在地幔过渡带转变为斯石英，密度增大到 4.3g/cm^3。从下地幔上部到核幔边界，SiO_2相从斯石英结构经 $CaCl_2$结构最后转变为 B－PbO_2结构，密度也从 4.5g/cm^3 增加到 5.4g/cm^3（Senshu et al.，2009）。SiO_2相密度随深度的增大，其能够下沉到地幔深处。在下地幔环境中，洋中脊玄武岩（MORB）的密度一般都要高于周围地幔物质的密度，在地幔底部二者相差 3%，仅在 660～720km 的深度区域内洋壳密度可能低于下地幔的密度（Fukao et al.，2009）。这一特性，也为板片物质直达核幔边界附近奠定了动力学基础。最近，Walter et al.（2011）通过对深源金刚石及其中的矿物包裹体的研究，发现来自下地幔的金刚石包裹体具有与大洋壳相似的碳同位素组成特征，为玄武质的大洋地壳能够进入到下地幔提供了直接的岩石学证据。停留于 D″层的富硅相，多含有放射性生热元素，而残余的俯冲板片物质中可能还存在极少量的流体。无论是放射性生热元素还是流体，都可能对地幔柱岩浆活动的产生和超大陆的裂解发挥重要作用（Senshu et al.，2009）。Sobolev et al.（2011a）通过对夏威夷玄武岩中橄榄石斑晶的熔体包裹体开展 Sr 同位素研究，发现 Rb 极端亏损的熔体包裹体中的高放射成因 Sr 与 200～650Ma 海水的同位素组成一致，认为玄武岩的源岩在俯冲之前就受到了古老海水的混染。由此，他们计算出洋壳在地幔中循环的时间尺度平均约为 2±1cm/a（假设洋壳物质俯冲至约 2900km 的核幔边界，然后由夏威夷地幔柱带出到地表）。因此，俯冲带、地幔过渡带和 D″层对全球岩浆作用和构造发展起着关键的诱发甚至控制作用（Hofmann，1997）（图 1－5）。大量资料表明，板块构造与地幔柱是相互关联的，因此，从与地幔柱有关的岩浆中找到俯冲洋壳的组分就不足为奇了（Sobolev et al.，2011b）。

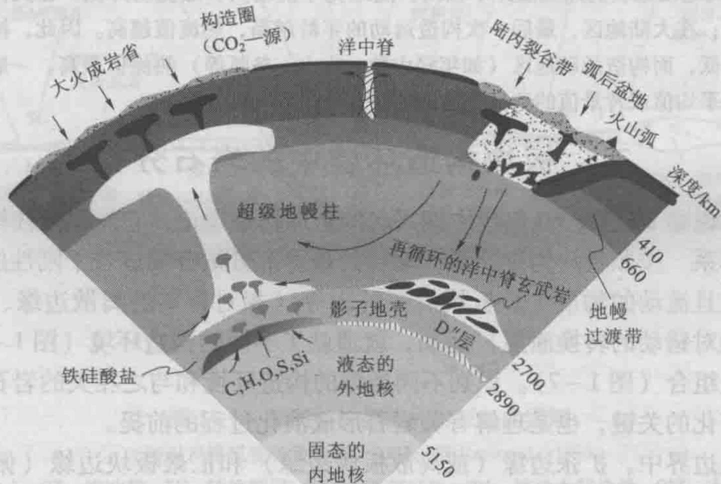


图 1－5　从地表到地核的流体分布

（据 Santosh et al.，2009，有修改）

该图表示了软流圈、俯冲带、地幔过渡带和 D″层对全球岩浆作用的控制

（三）地球内部的压力、温度和热流

◎压力：地球内部的压力是指在不同深度处单位面积上的静岩压力（其实应该叫压强），即地球内部压力基本保持平衡；其数值与该处上覆岩石的总重量相等，称为静岩压力（P）。其大小表示为：

$$P = \rho gh$$

式中：h 为深度（m）；ρ 为上覆岩石的平均密度（kg/m^3）；g 为重力加速度（$9.8m/s^2$）。根据万有引力公式，计算出地球的质量为 $5.974 \times 10^{24}kg$，再除以地球的体积，就可得到地球的平均密度为 $5517kg/m^3$，而地表岩石平均密度约为 $2700 \sim 2800kg/m^3$。

地球内部压力是随深度加大而逐渐增高的。若取地壳平均密度为 $2750kg/m^3$，则深度每增加1km，压力增加27.5MPa。静岩压力在莫霍面附近约1200MPa，古登堡面附近约135200MPa，地心处可达361700MPa，相当于360万个大气压力。

◎温度：在地球内部，深度愈大，温度就愈高。地内温度（T）随深度（z）而增加的速率就称为**地温梯度**（geothermal gradient，或 geotherm），表示为（dT/dz）。在深井和钻孔中的温度测量表明，近地表的地温梯度介于10～60℃/km之间，其中，岛弧火山区可达30～50℃/km或更高一些，而在大洋海沟处，地温梯度仅为5～10℃/km，稳定大陆区地温梯度的典型值是25℃/km。但地表的地温梯度不能外推到地壳和地幔深处。在地壳深部，地温梯度减小到每千米只有几摄氏度，而进入地幔几百千米深度之后，温度随深度升高的势头已大为减弱，估计不到1℃/km；到了地核，尽管温度仍随深度持续上升，但地温梯度已很小了。

地球的内热主要来自行星增生时的残余热（约占20%）与放射性衰变产生的热（约占80%）。地球内部主要的生热同位素是^{40}K、^{238}U和^{232}Th。由于大部分的热来自放射性衰变，所以，科学家相信，在地球历史的早期阶段，在短寿命同位素亏损之前，地球产生的热量比现在要高得多。在大约30亿年前，地球产生的热量是今天的2倍。因此，太古宙时期，地温梯度很高，地幔对流和板块运动的速率也很高。高地温梯度形成了现今地球环境下无法产生的科马提岩等特高温火成岩。根据高温高压实验与地震波性质，推断在莫霍面附近地温为400～900℃，在岩石圈底面约为1100℃，地幔内的温度大致在1000～3500℃之间，地核的温度在4000～6000℃之间（图1－3）。横向上，不同的构造部位地温梯度也有差别。总之，地内温度随深度增加而升高，地心是全球最高温度的场所。另一方面，温度随深度增加而升高的速度是逐步降低的。在地壳表层，地温梯度很大，可达30℃/km左右；而地心的温度虽然最高，可是地温梯度并不大。

◎地热流：通常把地球内部在单位时间内通过地表单位面积传出的热量称为**地热流**（heat flow）。据研究，全球平均热流为 $87mW/m^2$，大陆热流的平均值为 $65mW/m^2$，大洋的平均热流值为 $101mW/m^2$（Kearey et al.，2009）。不同地区地表的热流值并不相同。随地壳年龄增大，热流值降低。在大洋内部，从洋中脊向两翼热流值降低；在大陆地区，最后一次构造运动的年龄越新，热流值越高。因此，构造稳定的前寒武纪地盾区热流值最低，而构造活动地区（如年轻山脉、火山、岛弧等）热流值最高。一般把地表热流值或地温梯度明显高于平均值或背景值的地区称为地热异常区。

三、板块构造环境中的岩石分布

板块构造学说是20世纪60年代中期兴起的全球构造理论，它与地幔柱构造的结合，构建了全球构造体系。按照板块构造学说，地球的最外部分被分隔成若干刚性的板块，它漂浮在更稠密但较软且流动的物质上。板块沿三种边界（相对背离的离散边缘、相对碰撞挤压的汇聚边缘和相对错动的转换断层）运动，就造就了不同的构造环境（图1－6），形成了不同的岩石－构造组合（图1－7）。识别不同类型的构造环境和与之相关的岩石组合，是揭示复杂地区地质演化的关键，也是理解有关岩石形成演化过程的前提。

在三种板块边界中，扩张边缘（或离散板块边缘）和汇聚板块边缘（俯冲带）是岩浆活动最强烈的地带，今天全世界90%的火山活动出现在这两个板块边缘。其中，环太平洋与俯冲有关的火山活动形成了一个长达400 00km的巨大的“火环”或“安山岩线”，沿“火环”分布了452座活火山（占全球活火山的75%），并构成了一个巨大的地震带（全世界90%的地震出现在这个带上）。与板块边缘不同，沿转换断层的岩浆活动不太发育。

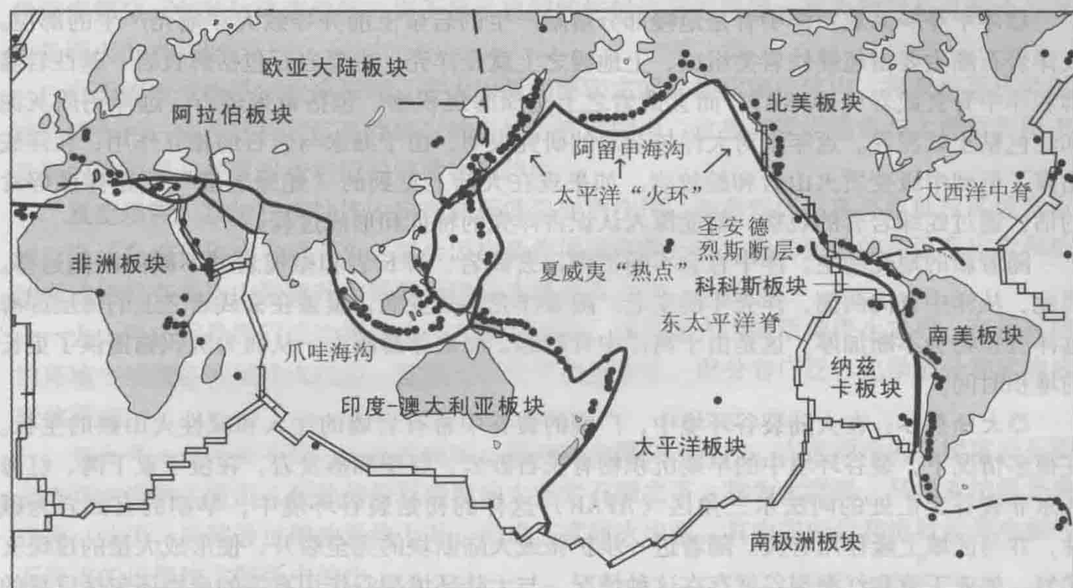


图 1-6　地球的主要板块及板块边缘构造

（据 Raymond，1995，修改）

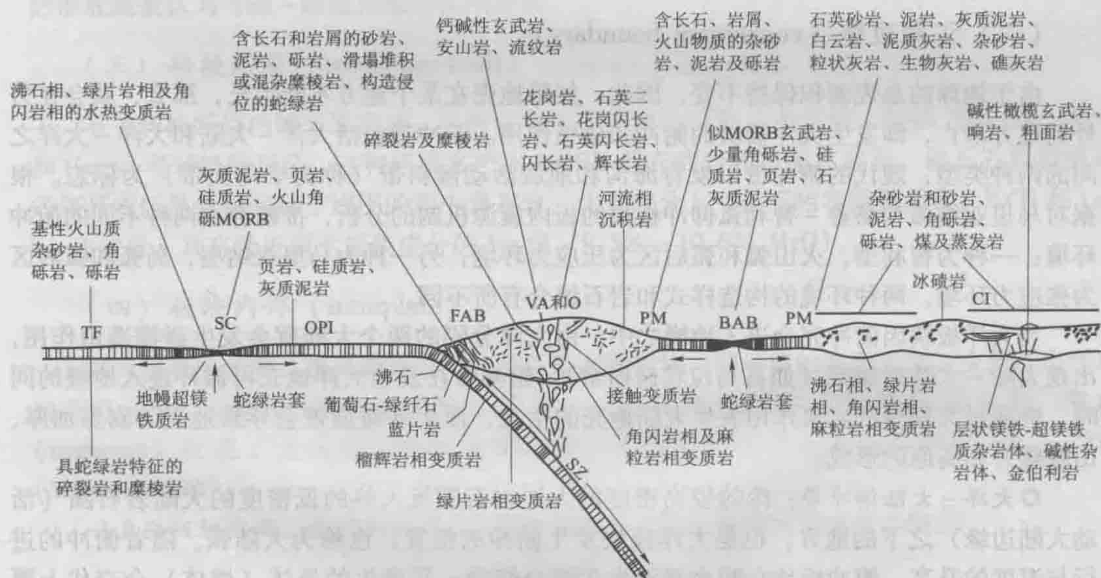


图 1-7　不同板块部位的岩石组合图解

（转引自路凤香和桑隆康，2002；据 Raymond，1995）

SC—扩张中心；SZ—俯冲带；TF—转换断层；FAB—弧前盆地；PM—被动大陆边缘；OPI—大洋板块内部；BAB—弧后盆地；CI—大陆内部；VA 和 O—火山弧和造山带

（一）扩张边缘（spreading or divergent boundary）

◎洋中脊和海底：洋中脊是地幔部分熔融产生的岩浆上涌并导致大洋地壳产生的部位。大洋岩石圈主要由超镁铁岩类组成，上地幔之上就是洋壳，主要岩石包括辉长岩、基性岩墙群和洋中脊玄武岩（MORB），而玄武岩之上是深海沉积物，包括条带燧石、远洋钙质灰泥和红色粘土软泥等。近年来对大洋核杂岩的研究表明，由于海水与岩石的相互作用，在洋底出露了低到中级变质火山岩和蛇纹岩。如果现在大陆上见到的“蛇绿岩套”确是洋底碎片的话，通过蛇绿岩套的观察，就能深入认识古洋壳的特征和形成过程。

随着新的地壳增生，洋中脊会不断扩张，玄武岩、辉长岩和橄榄岩就不断向两侧运移。因此，从洋中脊向两侧，洋壳年龄变老。随着洋壳年龄变老，覆盖在玄武岩之上的薄层深海远洋沉积物会不断加厚。这是由于离洋中脊越远，海底年龄越大，从而为沉积物提供了更长的堆积时间。

◎大陆裂谷：在大陆裂谷环境中，广阔的裂谷中常有岩墙的注入和碱性火山锥的生长。在很多情况下，裂谷环境中的早期沉积物有长石砂岩、红层和蒸发岩。在位于亚丁湾、红海和东非裂谷交汇处的阿法尔三角区（AFAR）这样的初始裂谷环境中，早期的玄武岩为碱性，并与区域上隆作用有关。随着进一步扩张或大陆断块的完全裂开，便形成大量的拉斑玄武岩，如亚丁湾和红海裂谷就存在这种情况。与大陆环境裂谷作用有关的产物还包括巨量的大陆溢流玄武岩，有时还发育有双峰式的流纹岩和玄武岩套。在有些情况下，如在美国新墨西哥和科罗拉多州的里奥格兰德（Rio Grande）裂谷中，部分岩石明显为碱性，并与断块作用和裂谷的形成有关。但在有的地区，如美国西部的哥伦比亚河高原玄武岩区，有人认为与黄石地幔柱有关，而黄石地幔柱的产生，可能是俯冲板片残余触发地幔岩石熔融的产物。

（二）汇聚边缘（convergent boundary）

由于地球的总表面积保持不变，因此，如果地壳在某个地方不断生长，那么，就会在另外的地方消亡，即发生大洋板块的俯冲和碰撞作用。俯冲带包括大洋－大陆和大洋－大洋之间的两种类型，现代的俯冲带以发育海沟和地震活动倾斜带（称为毕鸟夫带）为标志。根据对马里亚纳弧和秘鲁－智利弧仰冲板块的板内震源机制的分析，推断存在两种不同的俯冲环境：一种为智利型，火山弧和弧后区为压应力环境；另一种为马里亚纳型，岛弧和弧后区为张应力环境。两种环境的构造样式和岩石组合有所不同。

当大洋板块因俯冲完全进入地幔之中，由大洋分隔的两个大陆就会发生碰撞造山作用，出现大陆－大陆碰撞带（如喜马拉雅碰撞带）。俯冲带在发生大洋地壳再循环进入地幔的同时，会通过大规模的岩浆作用发生大陆地壳的生长，而大陆碰撞带会导致地壳的剧烈加厚、山脉隆升和高原的形成。

◎大洋－大陆俯冲带：冷的较高密度的大洋岩石圈沉入热的低密度的大陆岩石圈（活动大陆边缘）之下的地方，也是大洋板块发生俯冲的位置，也称为大陆弧。随着俯冲的进行与温度的升高，俯冲板片会脱水甚至发生部分熔融。所产生的流体（熔体）会交代上覆地幔，甚至引起地幔楔的部分熔融。这种岩浆作用就形成了火山弧中的钙碱性玄武岩－安山岩－流纹岩组合。在深部，巨量的花岗岩浆侵入古大陆边缘之上加积的岩石中，固结后形成岩基。而侵位在地壳浅处几千米内的花岗岩类侵入体，侵位在较深处（如10～20km）的侵入体周围，则形成巨大的低到高级区域变质片岩和片麻岩晕圈和混合岩带。伴随着变质作用，就出现强烈的变形，发育面状组构或片理，或有新生的高温矿物出现。

在火山弧和海沟之间出现弧沟间隙，又称为加积柱－弧前地体。这里，主要出现蛇绿岩

片和由火山弧派生的碎屑岩组合。在某些地区，剖面中可看到橄榄岩、蛇纹岩、辉长岩、变玄武岩及伴生的远洋沉积物组成的**蛇绿岩**（ophiolite），这些剖面看起来很像洋壳和上地幔的组成部分。在其他许多地区，则不显示典型的蛇绿岩套的层序，有关的岩石可能还与安山质岛弧火山岩共生。

由于俯冲带物质的快速深埋，在火山弧和海沟之间的加积棱柱体内，将发生高压低温区域变质作用，出现蓝片岩甚至榴辉岩的岩块。在空间上，这些变质岩通常与大洋岩石圈中常见到的橄榄岩、蛇纹岩或它们的过渡物相伴生。

双变质带：在加积棱柱体中出现高压低温变质作用，而岛弧区出现高温低压区域变质作用。高压变质带形成之后不久，就会因构造作用而剥露出来，但岛弧区的高温变质岩和核部的深成岩只有当造山带隆升和强烈剥蚀后才能暴露出来。

火山弧之后是弧后或边缘盆地。在弧后地区，通常在火山弧活动停止之后，在相对稳定的环境中喷发各种碱性火成岩。这些岩石尽管数量不多，但分布广泛，化学成分和矿物成分变化很大。

◎大洋－大洋俯冲带：在有些地区，俯冲带全部在大洋内。古老而冷的高密度岩石圈在远离洋中脊的位置沉入到热的较低密度的大洋岩石圈之下，称为大洋弧，马里亚纳弧是典型代表。这里，岩浆通过仰冲板块上升，形成玄武质火山弧，其中安山岩和流纹岩等中酸性岩石所占的比例比大陆弧中的小。

◎大陆－大陆碰撞带：以一个大陆板块仰冲到另一个之上为特征。仰冲板块的上隆使深部大陆壳的岩石暴露出来，例如，麻粒岩相变质岩、糜棱岩和少量花岗岩等。地壳底部的岩石多呈粒状，缺乏含水矿物和低熔点矿物成分，富含镁铁质岩块。如果没有大陆的碰撞，只通过地表剥蚀，则陆壳深部形成的麻粒岩相等高温区域变质岩就很难暴露出来。喜马拉雅山的形成就被认为与陆－陆碰撞造山作用有关。

（三）转换断层（transform fault）

有关转换断层内的岩浆活动，目前仅有太平洋内的少数几个实例，包括 Siqueiros，Raitt 和 Garrett 等转换断层区。这种环境多产出 MORB 型玄武岩和苦橄玄武岩，斜长石和橄榄石的斑晶或巨晶含量远高于周围的洋中脊玄岩，化学成分上亏损不相容微量元素，K/Ti 和 La/Sm 比值低，具有接近原生岩浆成分的 Mg 值（9.5% ~10.6% MgO）。

（四）板块内部（intraplate）

◎大洋板块内部：像夏威夷这样的洋岛是大洋板块内部环境的典型实例，主要产出洋岛拉斑玄武岩、过渡玄武岩和碱性玄武岩，一般认为与热点型岩浆作用有关。**海山**（seamount）代表了大洋板内的大火成岩省，其中的熔岩占大洋壳体积的 5% ~25%（Wilson，1989）。

◎大陆板块内部：金伯利岩等岩石是大陆板块内部岩浆作用的典型产物。

四、岩石学及其研究意义

岩石学（petrology，来自希腊文 petra—岩石，和 logos—论述和解释）作为研究岩石的学科，在地球科学中占有重要地位。岩石学主要研究岩石的产出方式、组成特征、分类命名、岩石成因、形成环境和资源背景，包括**岩相学**（petrography，lithology）和**岩理学**（petrogenesis）两方面。传统上，岩相学主要是在野外地质调查的基础上，在显微镜下对岩石进行系统描述和分类命名，属于描述岩石学范畴。随着科学技术的进步，岩相学的研究已

经拓展到将显微镜观察与现代分析测试技术相结合，全面研究岩石的矿物组成、化学成分和物理性质（光性矿物学、岩石化学、矿物化学、岩石物理、矿物物理等）。岩理学又称为成因岩石学，主要研究岩石的成因和形成过程：就是在深入的岩相学研究基础上，结合实验研究和理论分析，通过比较、归纳、演绎深入认识岩石的形成过程，理解地球上发现的（以及来自其他星球的）各种各样岩石的多样性的起因，分析人类难以直接观察的地球内部岩石物质的性质，进而为探讨地球和行星系统动力学过程提供知识储备和理论支撑。岩相学是岩理学的基础，也是地质类大学生首先要掌握的内容，因此，本书将把讨论的重点放在岩相学部分。岩理学是岩相学的深化，也是现代地球科学理论的基石。正如 Philpotts & Ague (2009) 在《火成岩和变质岩岩石学原理》一书中指出的，自然界提供的有关岩石形成事件和过程的证据是零碎的，这就要求岩石学家把这些零碎的证据组合起来，才能构成一个连贯的故事。

由于岩石是地质历史时期发生的地质事件的产物，是地球和行星历史的实物“档案”。因此，对岩石的特征、时空分布规律、形成时的物理化学环境和岩石成因过程的研究，可以为解决有关地球乃至太阳系形成和演化历史的重大问题作出贡献。另一方面，矿石也是岩石，人类社会赖以生存的矿产资源就赋存在岩石之中，而岩石的性质对人类赖以生存的地下水、油气资源的赋存状态以及地表的地质作用、地质灾害都有重要影响。因此，对各类岩石的研究，不仅是认识地球的需要，也是实现资源的永续利用、预防和减轻地质灾害、保护人类的生存环境、促进人类社会可持续发展的需要。

岩石学在解决地质学重大科学问题方面的作用，可以从以下例子中体现出来。

◎*岩石圈组成和深部过程的岩石学探针*：对于大陆岩石圈组成和深部过程，人类难以直接观察，就需要结合岩石学探针技术和地球物理方法来间接进行研究。岩石学探针技术是通过对各种岩石样品的综合研究，分析岩石所处地质时期的岩石圈组成、结构和深部过程。主要的研究对象包括：① 产于火山岩中的深源捕虏体（Pearson et al.，2003），例如，我国辽宁复县古生代金伯利岩，道县、信阳和阜新中生代火山岩，以及汉诺坝、鹤壁、山旺、女山等地新生代玄武岩中，都存在上地幔橄榄岩、下地壳麻粒岩的捕虏体（郑建平，2009）；② 因构造运动抬升剥露到地表的高级变质地体以及中下地壳甚至上地幔剖面，例如，意大利下地壳剖面（马昌前，1998）；③ 火成岩的源区示踪和岩浆房过程分析，其中，镁铁质 - 超镁铁质岩石主要反映地幔组成和过程，长英质岩石主要反映地壳的组成及其内部过程，而中性岩往往是地壳分异 - 混合和壳幔相互作用的产物。在研究方法上，不相容元素和同位素比值反映了岩浆源区化学成分的变化；而相容元素反映了矿物稳定性的变化，可提供有关地壳和地幔深处压力、温度和流体条件的信息。地球物理资料反映的是现今岩石圈的深部结构，代表了晚近时期地质作用留下的综合信息，主要包括岩石波速测量（路凤香等，2006）、现今地表热流测量（Rudnick & Gao，2003）等。例如，我国开展的深部探测技术与实验研究，利用深地震反射技术，了解地壳底部 30km 以上的精细的地壳结构（董树文等，2011）。地球物理模型与岩石学模型的结合，将对岩石圈结构和组成提出更全面的约束。

◎*大地构造环境的岩石学分析*：20 世纪 60 年代中期建立的板块构造理论，发端于大陆漂移、海底扩张和地幔对流假说和模式。这一理论不仅解释了地震、火山、山链的分布样式，而且解释了大陆和海底的形成机制，也为地质历史时期不断变化着的地球气候及其对生物演化过程的影响提供了新解释（NRC，2008）。有些岩石类型和岩石组合，只有在特定的大地构造环境中才能出现（莫宣学等，2009），因此，结合其他的地质标志，就能从岩石学上分析有关岩石产出的古构造环境。例如，钙碱性岩浆岩常常出现在与大洋板块俯冲有关的岛弧和陆弧环境中，而碱性岩或双峰式岩浆岩则代表了与地壳伸展有关的构造环境。在沉积岩中，碳酸盐岩和石英砂岩通常形成于稳定的构造环境内，而长石砂岩、杂砂岩则形成于构造活动强烈的地区；在克拉通内部形成的碎屑沉积岩富含石英和长石，而在活动大陆边缘则多形成富含岩屑和长石的碎屑沉积岩。又如，麻粒岩是大陆下地壳的代表性岩石，而蓝片岩、榴辉岩等高压 - 超高压变质岩则是板块俯冲 - 碰撞环境的产物。

◎*盆 - 山关系的岩石学印迹*：地质学上最初争论最大的问题就来自对沉积岩的观察。英国地质学家、

火成学派的创始人詹姆斯·郝顿（James Hutton, 1726～1797年）就曾根据沉积地层的厚度、沉积岩的各种特征以及沉积岩中化石的存在，推测过地球的年龄（Hutton, 1788）。今天，对盆地中沉积岩的观察仍然是认识造山带的演化过程和盆－山关系的切入点。盆地和山岭是陆地表面的两个基本构造单元，它们在时间和空间上相互依存，在物质和能量上相互交换，二者具有密切的耦合关系。在碰撞造山带，构造活动直接控制盆地的发育和演化过程。一个典型的实例是印度板块与欧亚板块在始新世的碰撞，造成了青藏高原的隆升和周缘盆地的形成（许志琴等, 2007）。山岭的隆升和剥蚀产生了大量的碎屑沉积物，这些沉积物分布于印度板块及其边缘海盆地中，如孟加拉扇新生代以来沉积物的总体积就达到了 $12\times10^6 km^3$，为解决与青藏高原形成演化相关的科学问题打开了一扇窗口。例如，关于印度板块和欧亚板块的碰撞是何时发生的问题，在巴基斯坦西北部 Waziristan 地区的古近系－新近系地层中就记录了这次事件造成的不整合接触，从而可以将碰撞时间限定在66～55Ma之间（Beck et al., 1995）。研究表明，在俯冲带或垮塌的造山带，大规模岩浆活动产生的热和力学效应可导致上覆岩石快速的抬升和剥蚀，表现为岩浆侵入与粗碎屑岩堆积近于同时，新形成的岩浆岩直接作为弧前盆地的沉积物源（Kimbrough et al., 2001）。这一系列过程可以发生在短短的几百万年之间，其信息被记录在造山带和相关盆地的各类岩石中。

◎*矿产资源的岩石学专属性*：人类可资利用的矿产资源大都取自地壳浅部的三大类岩石中。深入研究岩石的特征和形成过程，对于了解有用物质的迁移和聚集机制，指导找矿勘探有重大的价值。例如，岩浆岩蕴藏了大量的金属和非金属矿产，其中，金刚石主要产于金伯利岩和部分钾镁煌斑岩中，Cr、Ni 矿与镁铁质－超镁铁质岩石有关，Mo、W、Sn 矿常与某些花岗岩有关，一些超大型的斑岩铜矿产于与大洋板块俯冲有关的中酸性浅成岩浆岩中，而 Li 和稀土矿可以在伟晶岩中寻找。目前世界上最大的铜矿是智利的丘基卡马塔（Chuquicamata）和埃尔特尼恩特（El Teniente）斑岩铜矿，铜总储量分别达 6935 万吨和 6776 万吨。值得注意的是，煤、油页岩等可燃性有机矿产以及石油、天然气等能源几乎全是沉积成因的，而赋存于沉积岩及沉积变质岩中的密西西比河谷型（MVT）及沉积喷流型（SEDEX）Pb－Zn 矿床，其储量占 Pb、Zn 总储量的1/2，产量占 Pb、Zn 总产量的2/3（赵振华等, 2003）。变质岩中直接产出了不少金属矿产，如 Au、Ag、Cu、Zn、Pb、Fe 及稀有、稀土等矿产，其中变质岩中的铁矿床占全世界铁矿总储量的 80% 以上。W、Sn、Mo、Sb 和稀土等矿产为我国优势矿产，我国内蒙古白云鄂博碳酸岩型 REE－Nd－Fe 矿床是世界上最大的稀土矿床。据研究，该稀土矿受控于中元古代的古火山机构，矿床产于火成白云石碳酸岩体和部分脉状碳酸岩中（郝梓国等, 2002）。

需要指出的是，石油天然气不仅赋存于沉积岩中，在多种类型的结晶岩中也有产出，尤以火山岩可作为油气藏的优质储层或盖层（Petford & McCaffrey, 2003）。目前，在世界范围内已发现了 300 多个与火山岩有关的油气藏，实际探明储量的火山岩油气藏 169 个，其中不乏大型油气藏，如利比亚锡尔特盆地（Sirte Basin）的拿法拉（Nafoora）油田。我国也先后在准噶尔、三塘湖、松辽、海塔、二连、渤海湾等盆地不断发现了火山岩油气田，显示了火山岩油气勘探开发的巨大潜力（贾承造等, 2007）。

◎*过去全球变化的岩石学线索*：① 今天形成的不同类型的沉积物的相对量与地质历史时期是完全不同的，这种差别是否意味着地球环境发生了显著的变化？例如，现今地球上形成的白云岩很少，主要出现在波斯湾及荷兰 Antilles 等异常的环境中，而在前寒武纪时期，形成的白云岩是石灰岩的 3 倍以上。与现今相比，前寒武纪时期，蒸发盐（岩）十分稀少，为什么？是否 25 亿年以来，海水成分已经发生了变化？是不是自前寒武纪以来，由于剥露出地表被风化的岩石成分发生了变化，因而由河流带到大洋中的物质也就出现了变化？② 大多数进化生物学家认为，生命物质是在 38 亿年前在还原环境中由无生命的物质进化而来的，因为原始的细胞不能抵抗氧化作用。这就意味着，在地球早期的大气圈中，氧很少或几乎没有。然而，太古宙的铁矿含有磁铁矿，表明既有 Fe^{2+}，也有 Fe^{3+}，这就要求大气中有氧存在。这些铁矿中所含的氧化铁物质是一开始就有的（原生）？还是后来随大气中自由氧的增多而逐渐氧化而来的（Blatt et al., 2006）？③ 地球现今的大气圈很适于生物生存，但对早前寒武纪岩石的研究表明，在地球形成初期，大气中几乎没有氧气，而富含甲烷。大气中氧气的增多和甲烷的减少是内在因素，还是外在因素造成的？是由于地球深部活动的变化引发的，还是与地外天体的撞击有关？④ 新元古代，在全球范围内广泛沉积了一套冰成岩系，这些沉积记录表明当时地球曾经历了一次极其严重而漫长的冰期，不仅陆地全部被冰川覆盖，而且海洋也被完全冻结，称为**雪球地球**（Snowball Earth）。“雪球地球”是如何形成的，又是如何消失的？这些问题的答案记录在相关的岩石中。⑤ 大规模的火山活动可能只延续几天，但火山喷发出的大量气体和

火山灰对气候的影响可能达数年之久。例如，1991 年 6 月 15 日菲律宾的 Pinatubo 火山喷发，据估计就有 2000 万吨的 SO_2 和火山灰颗粒喷发到了 20km 高的大气中。含硫酸的气体会转化为硫酸盐气溶胶，那些微米级的液滴中 75% 是硫酸。火山喷发之后，这些气溶胶颗粒会在平流层中停留 3 ~4 年。这些火山物质减少了太阳辐射到达地球表面的量，降低了对流层的温度，于是会对大气环流产生明显影响。因此，研究地质历史时期**熔结凝灰岩大爆发**（ignimbrite flare-up）对全球变化和生命演化的影响，有着十分重要的意义。

◎*地外岩石研究对早期地球和太阳系演化的启示*：据认为，月球是在一次对地球的撞击事件中形成的，撞击会抹去地球更早的岩石记录，所产生的热量甚至会使地球成为一个熔融的星球。加上后来地球表面始终不断的板块构造运动的改造，对古老岩石的保存产生了不利的影响。目前，在地球上发现的最老的岩石大约为 40 亿年，大陆壳中老于 36 亿年的岩石只占 0.0001%（Nutman，2006）。在岩石“档案”中，从 45.3 亿年撞击产生月球到地球上保存的最古老岩石（40 亿 ~38 亿年）的这段时间里，地球上保留的历史记录几乎为零。与地球上缺少最早期的岩石不同，在太阳系形成的初始阶段之后，许多陨石基本上完好地留在围绕太阳不停运行的轨道上。因此，陨石（包括后来从月球和火星上落下的一些岩石）就成了这个起始阶段的主要实物档案。需要指出的是，在澳大利亚西部 30 亿年老的石英岩中，找到了地球上最老的矿物——碎屑锆石。测年显示，最老的锆石年龄达到了 44 亿年，这些锆石的稀土元素以及氧和铪同位素的研究表明，在距今 45 亿 ~42 亿年之时，地球上就有花岗质陆壳甚至有大洋存在（Harrison et al.，2005）。近年来，地球上发现的 38 亿年之后的记录越来越多。例如，在我国北方的鞍山地区就发现了大量 36 亿 ~38 亿年的岩石和锆石，在冀东、信阳、焦作及其他地区也有始太古代 - 古太古代的岩石和锆石存在（刘敦一等，2007）。

思　考　题

1. （1）利用压力与深度的一般关系（0.1GPa /3.3km），计算在 10km、25km、35km 地壳深部的压力（GPa）。再将压力分别转换为单位为巴和大气压的值。（2）利用压力与密度和深度的关系，计算平均密度为 2750kg/m^3 时在 25km 深处的压力，并比较用两种方法得到的 25km 深处的压力。
2. 计算地热梯度分别为 5℃/km、20℃/km 和 50℃/km 情况下在 20km 地壳深处的温度状态。
3. 试述三大类岩石的主要差别及岩石循环。
4. 简述地壳、地幔中的主要岩石类型及其随深度的变化。
5. 不同板块边界的岩浆作用特点有何不同?
6. 如何理解板块构造与地幔柱构造的关联性?
7. 举例说明岩石学研究在解决重大地球科学问题中的作用。
8. 举例说明岩石类型与矿产资源和能源的关系。

第一篇参考文献

董树文，李廷栋，SinoProbe 团队 . 2011. 深部探测技术与实验研究（SinoProbe）. 地球学报，32（S1）：3 -23.

郝梓国，王希斌，李震等 . 2002. 白云鄂博碳酸岩型 REE - Nb - Fe 矿床——一个罕见的中元古代破火山机构成岩成矿实例 . 地质学报，（4）：525 -540.

贾承造，赵文智，邹才能等 . 2007. 岩性地层油气藏地质理论与勘探技术 . 石油勘探与开发，（24）：257 -272.

刘敦一，万渝生，伍家善等 . 2007. 华北克拉通太古宙地壳演化和最古老的岩石 . 地质通报，（9）：1131 -1138.

路凤香，桑隆康 . 2002. 岩石学 . 北京：地质出版社 .

路凤香，郑建平，侯青叶等 . 2006. 中国东部壳 - 幔、岩石圈 - 软流圈之间的相互作用带：特征及转换时限 . 中国地质，33（4），773 -781.

马昌前．1998．莫霍面，下地壳与岩浆作用．地学前缘，5（4）：201－209．
马昌前，杨坤光，唐仲华等．1994．花岗岩类岩浆动力学——理论方法及鄂东花岗岩类例析．武汉：中国地质大学出版社．
莫宣学等．2009．青藏高原新生代碰撞－后碰撞火成岩．北京：地质出版社．
许志琴，杨经绥等．2007．造山的高原——青藏高原的地体拼合、碰撞造山及隆升机制．北京：地质出版社．
赵振华，涂光炽等．2003．中国超大型矿床（II）．北京：科学出版社．
郑建平．2009．不同时空背景幔源物质对比与华北深部岩石圈破坏和增生转换过程．科学通报，54（14）：1990－2007．
Billen M I. 2010. Slab dynamics in the transition zone. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 183 (1－2): 296－308.
Blatt H, Tracy R J, Owens B E. 2006. Petrology: Igneous, sedimentary, and metamorphic (3rd Edition). New York: W. H. Freeman and Company.
Cristensen N I, Mooney W D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. Journal of Geophysical Research, 100 (B6): 9761－9788.
Fukao Y, Obayashi M, Nakakuki T et al. 2009. Stagnant slab: A review. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 37: 19－46.
Harrison T M, Blichert-Toft J, Müller W et al. 2005. Heterogeneous Hadean Hafnium: Evidence of continental crust at 4.4 to 4.5Ga. Science, 310 (5756): 1947－1950.
Hofmann A W. 1997. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. Nature, 385 (6613): 219－229.
Kearey P, Klepeis K A, Vine F J. 2009. Global tectonics. Willey-Blackwell.
Kimbrough D L, Smith D L, Mahoney J B et al. 2001. Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California. Geology, 29 (6): 491－494.
Komabayashi T, Maruyama S, Rino S. 2009. A speculation on the structure of the D″ layer: The growth of anti-crust at the core-mantle boundary through the subduction history of the Earth. Gondwana Research, 15 (3－4): 342－353.
Kuritani T, Ohtani E, Kimura J－I. 2011. Intensive hydration of the mantle transition zone beneath China caused by ancient slab stagnation. Nature Geoscience, 4 (10): 713－716.
NEC (National Research Council). 2008. Origin and evolution of Earth: Research questions for a change planet. Washington D C: The National Academies Press.
Niu F, Levander A, Ham S, Obayashi M. 2005. Mapping the subducting Pacific slab beneath southwest Japan with Hi-net receiver functions. Earth and Planetary Science Letters, 239 (1－2): 9－17.
Nutman A. 2006. Antiquity of the oceans and continents. Elements, 2 (4): 223－227.
Olsen N, Mandea M. 2008. Rapidly changing flows in the Earth's core. Nature Geoscience, 1 (6): 390－394.
Pearson D G, Canil D, Shirey S B. 2003. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. In: Carlson R W, Edito (eds), Treatise on geochemistry, the mantle and core. Elsevier, 171－276.
Petford N, McCaffrey K J W. 2003. Hydrocarbons in crystalline rocks. The Geological Society of London, Special Publications, 214: 1－5.
Philpotts A R, Ague J J. 2009. Principles of igneous and metamorphic petrology (2nd Edition). Cambridge University Press.
Raymond L A. 1995. Petrology: The study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks. Wm C Brown Communication In.
Rudnick R L, Gao S. 2003, Composition of the continental crust. Treatise on Geochemistry, 3: 1－64.
Santosh M, Maruyama S, Omori S. 2009. A fluid factory in solid Earth. Lithosphere, 1 (1): 29－33.
Senshu H, Maruyama S, Rino S et al. 2009. Role of tonalite-trodhjemite-granite (TTG) crust subduction on the mechanism of supercontinent breakup. Gondwana Research, 15 (3－4): 433－442.

Sobolev A V, Hofmann A W, Jochum K P et al. 2011a. A young source for the Hawaiian plume. Nature, 476 (7361): 434 - 437.

Sobolev S V, Sobolev A V, Kuzmin D V et al. 2011b. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes. Nature, 477 (7364): 312 - 316.

Spakman W, Hall R. 2010. Surface deformation and slab-mantle interaction during arc subduction rollback. Nature Geosciences, 3 (8): 562 - 566.

Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust: Its composition and evolution: An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Oxford: Blackwell.

Walter M J, Kohn S C, Araujo D et al. 2011. Deep mantle cycling of oceanic crust: Evidence from diamonds and their mineral inclusions. Science, 333 (6052): 54 - 57.

Wilson M. 1989. Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Springer.

Zhao D, Tian Y, Lei J et al. 2009. Seismic image and origin of the Changbai intraplate volcano in East Asia: Role of big mantle wedge above the stagnant Pacific slab. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 173 (3 - 4): 197 - 206.

第二篇 火成岩

第二章 岩浆作用与火成岩的野外观察

一、岩浆及其物理性质

（一）岩浆及岩浆作用

岩浆（**magma**）是在地幔或地壳深处形成，炽热、粘稠，以硅酸盐为主要成分，含有挥发分和晶体的熔融体。岩浆可以全部由液相的熔体组成，也可以是熔体、固态物质（晶体或岩石碎块）和挥发分的混合物。尽管岩浆以硅酸盐成分为主，但也发现有碳酸盐等成分的岩浆。

岩浆的产生与地球内部温度（增温）、压力（降压）和挥发分（加入挥发分）的变化有关（详见第十二章）。最初形成的熔体分散于固态矿物颗粒之间，随着熔融程度的增大，熔体会逐渐流动、汇聚而与固态的颗粒相分离，形成大的岩浆囊甚至成为**岩浆房**（magma chamber）。在岩浆源区，熔体与固相残余的分离和聚集的过程，就称为**岩浆分凝作用**（magmatic segregation）。随着分凝作用的进行，岩浆就可能获得更大的动力而从源区上升、侵位到地下深处甚至会喷出到地表。我们把岩浆侵位于地下深处的过程称为岩浆的**侵入作用**（intrusion），而把岩浆喷出到地表的过程称为**火山作用**（volcanism）。相应地，形成侵入岩和火山岩（喷出岩）。

岩浆从源区产生，到分凝、上升、侵位于地下深处和喷出到地表，最后固结、冷凝形成岩浆岩的全过程，统称为**岩浆作用**（magmatism）。岩浆作用的历史和所形成的火成岩体特征是由地质环境和岩浆性质共同控制的。其中，岩浆的温度、密度、粘度等物理性质起着至关重要的作用，而这些物理性质又与岩浆的化学成分密切相关。今天我们在地表看到的火成岩，是地质历史时期岩浆作用的产物。火成岩的成分能够部分反映当时岩浆的成分（挥发分除外），但根据火成岩则无法直接观察到岩浆的物理性质。所幸的是，现代的火山活动为我们提供了岩浆的真实样品，使我们可以直接观测大部分岩浆的物理和化学性质。

（二）岩浆的性质

1. 岩浆的温度

岩浆的温度很高，这从现代火山喷发的景象及其对周围环境的危害就可以看出。例如，1980 年美国圣海伦斯火山喷发，炽热的火山灰喷发物覆盖了周围的山区，密布的原始森林全部燃烧成木炭，居民的汽车被熔化。目前记录的喷发熔岩的温度大都在 800 ~ 1200℃范围内，直接测定的现代火山岩浆的温度见表 2 - 1。可以看出，玄武质岩浆温度最高，其次为安山质岩浆，流纹质岩浆温度最低；即从贫硅富镁铁质的基性岩浆到富硅的酸性岩浆，岩浆温度降低。含 40%~50% 晶体的岩浆由于粘度很大，很难喷出到地表。因此，我们直接观察到的岩浆的温度代表了岩浆具有足够的活动性，以及能够喷出到地

表时所具有的温度条件。

表 2－1　各类熔岩喷出温度估算值

地　区	熔　岩	温度/℃
夏威夷　基拉韦厄	拉斑玄武岩	1150～1225
墨西哥　帕里库廷	玄武安山岩	1020～1110
刚果　尼腊贡戈	霞石岩	980
刚果　尼亚木拉基拉	白榴玄武岩	1095
新西兰　陶波	辉石流纹岩	660～890
	浮岩流	
	角闪流纹岩	
	熔岩、熔结凝灰岩	
	浮岩流	735～780
加利福尼亚　蒙诺火山口	流纹质熔岩	790～780
冰岛	流纹英安质黑曜岩	900～925
新不列颠（南西太平洋）	安山质浮岩	940～990
	英安质熔岩、浮岩	925
	流纹英安质浮岩	880

（引自 Carmichael，1974）

很少有熔岩的温度会高于最初的矿物结晶时熔体的温度。一般说来，常见火成岩的熔融温度会随着压力（深度）增大而增高（一般每增加 1km，温度增加 3℃）。因此，在 50km 深处产生的岩浆，其熔融温度至少要比地表观察到的温度高 150℃。由于喷出的熔岩接近于在大气压力下的结晶温度，意味着岩浆在上升过程中会失去热量。因此，在地表观察到的温度并不能代表岩浆在深部形成时的温度。

岩浆喷出到地表或侵位到地下的固结成岩过程经历的时间长短不一。在地表，1m 厚的玄武岩全部凝固约需 12 天，10m 厚的约需 3 年，700m 厚的需 9000 年。地下深处的岩浆侵位后冷却速度缓慢，固结的时间比熔岩长。据估计，2000m 厚的花岗岩岩席完全结晶需 64000 年，8km 厚的花岗岩基需 1000 万年（10Ma）才能固结。

2. 岩浆的密度

在物理学中，把某种物质单位体积的质量叫做密度（density）。岩浆密度的大小，是一系列岩浆作用过程的重要控制因素。例如，驱使岩浆从源区上升的浮力取决于岩浆与固体围岩之间的密度差。因此，密度不同的岩浆在地壳中的上升距离和侵位的位置往往不同。在高压条件下，碱性玄武岩浆的密度低于拉斑玄武岩浆的密度，因而前者喷发能力更强，上升速度更快。又如，岩浆的密度大小还决定了岩浆中的固态颗粒（如首晶的矿物、源区的包体或围岩的捕虏体）的沉降行为：当两种不同的岩浆相遇时，如果它们的密度相近，很容易发生混合作用，形成第三种岩浆，如果密度差别太大，岩浆间的混合作用就无法进行，而形成层状岩浆房。

常见岩浆近地表的密度大小大致为 2.3～3.0g/cm^3，主要取决于岩浆的成分，如基性（镁铁质）岩浆密度（2.60～2.65g/cm^3）高于酸性（长英质）岩浆的密度（约 2.40g/cm^3）；但温度、压力的变化对岩浆的密度也有明显的影响，反映了岩浆具有压缩性及膨胀性。温度增高时，分子间距增大，体积膨胀使密度变小；压力增大时熔体内分子间距减小，体积压缩使密度变大。图 2－1 显示了不同系列的熔体成分与密度的关系。

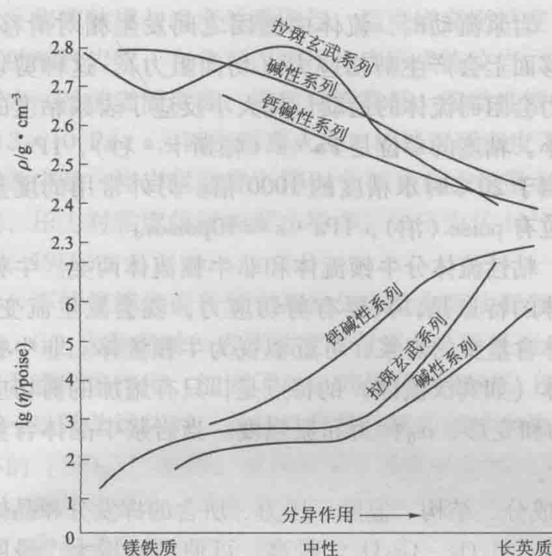


图 2-1　硅酸盐熔体成分与密度（ρ）、粘度（η）的关系（据 McBirney，2007）

岩浆的密度可以通过实验的方法测定，也可以利用实验结果拟合的密度公式计算（马昌前，1987）。直接测量高温熔体的密度目前还存在技术上的困难，但可以通过对其快速淬火形成的玻璃（过冷液体）的密度测定值用已知的膨胀系数进行校正后来近似代表：

$$\rho_T = \rho_1[1-\alpha(T-T_1)]\alpha$$

式中：ρ_1和ρ_T分别是温度为T_1和T时的岩浆密度；α为岩浆的膨胀系数（Anthony，2009）。

根据岩浆中主要氧化物的偏摩尔体积可以计算岩浆的密度，在已知岩浆的化学成分（可由岩石样品的化学分析得到）的情况下，岩浆的密度可用 Bottinga et al.（1970）提出的公式计算：

$$\rho = \sum X_iM_i/\sum X_i V_i = \sum X_iM_i/V_m$$

式中：V_i为主要氧化物 i 的偏摩尔体积（可据表 2-2 求出）；X_i为氧化物 i 的摩尔分数（由化学分析数据换算）；M_i为 i 元素的摩尔质量；V_m为岩浆的摩尔体积（马昌前，1987）。

表 2-2　主要氧化物偏摩尔体积与温度关系的方程 $V_i = a' + b'T$

氧化物组合	$a'/cm^3 \cdot mol^{-1}$	$b'/10^{-3}cm^3 \cdot mol^{-1} \cdot K^{-1}$
SiO_2	27.33	-0.1793
TiO_2	12.46	6.0634
Al_2O_3	27.59	5.4061
Fe_2O_3	34.79	5.3463
FeO	6.56	4.3622
MgO	9.61	1.0890
CaO	5.84	6.2646
Na_2O	17.46	6.7659
K_2O	26.76	11.4590

（据马昌前，1987）

3. 岩浆的粘度

对火山岩地貌的观察表明，有些岩浆可以流到很远的距离，但有些岩浆即使喷发到很陡的斜坡上也难于流动。这正是岩浆的粘度不同造成的。通俗地说，粘度（viscosity）反映流体流动或变形的难易程度，与流动性呈反相关。与岩浆的密度一样，岩浆的粘度也是其重要的物理性质之一。岩浆的粘度会影响岩浆的分凝、上升的速度和岩浆作用发生的强度，由于岩浆粘度的不同，形成的火成岩在结构、构造、产状等方面也有差别。

从物理意义上讲，岩浆的粘度η是指剪切应力σ与应变速率dv/dt的比值，对于图 2-2 所示的岩浆在平板间运动的情况，粘度η的大小可用下式表示：

$$\eta = \frac{\sigma}{dv/dt}$$

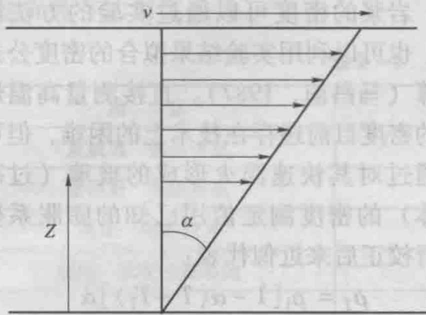


图2-2 岩浆在平板间的流动特点

岩浆流动时，流体内微团之间发生相对滑移，滑移面上会产生剪切应力（切向阻力），这种剪切应力会阻碍流体的运动，其大小反应了岩浆粘度的大小。粘度的单位是Pa·s（帕斯卡·秒），1Pa·s相当于20℃时水粘度的1000倍。另外常用的度量单位有poise（泊），1Pa·s =10poises。

粘性流体分牛顿流体和非牛顿流体两类。牛顿流体的特点是，只要有剪切应力，就会发生流变。晶体含量少的岩浆，可近似视为牛顿流体。非牛顿流体（如宾汉流体）的特点是，只有施加的剪切应力超过某一临界值σ_0时，才开始持续的流动和变形，σ_0称为屈服强度。当岩浆中晶体含量增加时，就会具有非牛顿流体行为。

岩浆的粘度与多种因素相关，如岩浆的成分、结构、温度、压力、所含的挥发分和晶体含量等对粘度都有明显的影响。岩浆中SiO_2、Al_2O_3、Cr_2O_3含量高，可使粘度增大，最明显的影响是SiO_2。表2-3列出了不同类型岩浆或流体的粘度，其中SiO_2含量低的玄武岩浆比SiO_2含量较高的黑曜岩浆粘度低8个数量级。

SiO_2含量对粘度的影响，主要是反映在熔体结构的影响上。硅酸盐熔体的结构与硅酸盐矿物相似，Si与O结合形成硅氧四面体。因此，熔体中硅氧四面体的聚合体越大，包含的四面体越多，岩浆粘度就愈大，反之粘度则变小。因此，长英质岩浆粘度比镁铁质岩浆大，而在相近的SiO_2含量条件下，岩浆系列不同，粘度也有差别（图2-1）。不同的阳离子在熔体结构中起着不同的作用，如Si和Al出现在熔浆的各种聚合物或单元的四面体配位中，起着形成网格、增强聚合程度的作用，被称为**成网阳离子**（network-forming cation）。而Ca、Mg、Fe、K、Na则处于硅氧四面体之间，呈六次配位，起着减弱熔体聚合程度的作用，被称为**变网阳离子**（network-modifying cation）。这样，熔体中Si含量高则结构的聚合程度高，粘度大，而Ca、Mg、Fe等离子含量高，粘度低。

表2-3 常见物质和岩浆的粘度比较

流 体	粘度/Pa·s	w（SiO_2）/%	温度/℃
水	1×10^{-3}	—	20
甘油	1×10^{0}	—	20
沥青	1×10^{7}	—	20
金伯利岩岩浆	$10^{-1}\sim1$	30~35	约1000
科马提岩岩浆	$10^{-1}\sim10$	40~45	1400
橄榄玄武岩岩浆	3×10^{2}	45~52	1200
玄武岩岩浆	$10\sim10^{2}$	45~52	1200
安山岩岩浆	约3.5×10^{3}	58~62	1200
闪长岩岩浆（含6%的H_2O）	约10^{4}	65	950
流纹岩岩浆	约10^{5}	73~77	1200
花岗岩岩浆（含6%的H_2O）	约10^{5}	75	750
流纹岩岩浆	约10^{5}	73~77	800
黑曜岩岩浆（含2%的H_2O）	1×10^{11}	73~77	800
SiO_2玻璃	1×10^{11}	100	1300
地幔平均	10^{21}	—	—

（据Dingwell，1995）

岩浆粘度与温度关系密切。温度增高则粘度显著减小，流动性增加。相同成分、相同密度的酸性岩浆，有些可以喷出地表形成流纹岩，有些则侵入于地壳形成花岗岩侵入体，其原因之一是前者温度高，导致粘度降低，流动性增大。夏威夷玄武岩熔岩流在近火山口处粘度为 $3\times10^2Pa\cdot s$，而在远离火山口的地区因温度下降，粘度可增大至 $3\times10^3Pa\cdot s$。另一个间接效应是，当岩浆温度下降时，矿物晶出的数量不断增多，因而粘度随之增大。与温度相比，压力对粘度的影响要小得多，如压力从 10^5Pa 增高至 3GPa，粘度仅增大 1/10（海因德曼，1989）。

不能笼统地说岩浆中挥发分含量愈高粘度愈小，因为不同的挥发分所起的作用不同。例如，CO_2 含量高时，岩浆粘度不仅不会下降反而会增大，原因是 CO_2 在熔体结构中起了增强聚合程度的作用，加固了硅氧四面体的联结。H_2O 含量高则会使岩浆粘度明显下降，H_2O 溶于硅酸盐熔体时，羟基可代替硅氧四面体中的共用氧，使阳离子与共用氧断开，出现了更多的 $[SiO_4]^{4-}$ 单体，从而减弱了硅氧四面体之间的聚合程度，岩浆的粘度也随之下降。此外，挥发分氟也可以起到与 H_2O 相似的作用。

岩浆的粘度 η 可以通过实验方法测定，也可以通过经验公式计算（Shaw，1972）：

$$\ln\eta = s(10^4/T) - 1.50s - 8.70$$

$$\text{其中}, s = \sum X_i(S_i^0 X_{SiO_2})/(1 - X_{SiO_2})$$

式中：T 为热力学温度（K）；s 为特征斜率；X_i 为除 SiO_2 以外的各主要氧化物的摩尔分数；X_{SiO_2} 为 SiO_2 的摩尔分数；S_i^0 为各主要氧化物的经验摩尔系数（表 2－4）。

表 2－4 计算岩浆粘度的成分参数

氧化物	S_i^0
H_2O^-	2.0
K_2O，Na_2O，Li_2O	2.8
MgO，FeO，Fe_2O_3	3.4
CaO，TiO_2	4.5
Al_2O_3	6.7

（据马昌前，1987）

晶体含量对粘度的影响可由爱因斯坦－罗斯科方程计算，以 η_0 代表无晶体时岩浆的粘度，η_e 代表含晶体岩浆的有效粘度。X 表示晶体的体积分数，有（马昌前，1987）：

$$\eta_e = \eta_0(1 - 1.67X)^{-2.5}$$

含晶体较多的岩浆的屈服强度（σ_0）与晶体（球状）的含量具以下关系：

$$\sigma_0 = k_1 X^3$$

式中：k_1 为应力量纲常数，对基性岩浆来说，$k_1 = 3\times10^3 N/m^2$（马昌前，1987），而花岗质岩浆 k_1 值可能为基性岩浆的 100 倍。

4. 岩浆中的挥发分

根据对现代火山活动的观察，火山喷发物质中含有大量挥发分，其中以 H_2O 主，约占挥发分总量的 60%～90%，其次为 CO_2、S、F、Cl 等。除了从现代火山喷发的气体中了解火山气体的成分外，还可通过岩石中的流体包裹体来认识岩浆中挥发分的组成。根据日本有珠火山昭和新山紫苏辉石英安岩喷气孔上收集的气体分析结果，除了 H_2O 占主体外，在活动气体中，CO_2 占优势，CH_4 非常少。在高温条件下 SO_2 占优势，在较低温时 H_2S 显著增多，HF/HCl 比值随温度下降而下降。我国台湾省台北市以北的大屯火山群发育有丰富的喷气孔，自然硫堆积在喷气孔附近，不仅景象壮观，而且整个山谷充满了浓烈的硫黄的气味。

在一定的温度和压力条件下，这些挥发分溶解于硅酸盐熔体之中，有的组分不仅能降低岩浆的粘度，使之易于流动，而且还能降低矿物的熔点，延长岩浆的结晶时间，并结晶出含挥发分的矿物。在地壳浅处，这些挥发分通常以水溶液的形式存在，浓度变化很大（Bucher & Stober，2010）。这些挥发分是地壳岩石发生蚀变作用的主要介质。大量研究证实，富含某些挥发分的热水流体在一定条件下具有较强的携带金属或其他有用元素的能力，因而可以在

适当的地段形成气成-热液矿床。溶解于岩浆之中的挥发分上升到地表，它们随火山喷发到大气圈中，改变大气成分，进而影响全球气候。

岩浆中的挥发分不仅影响岩浆的结晶温度和性质，还会影响岩浆的喷出方式。在爆发式火山喷发过程中，由于喷发管道的贯通导致压力急剧降低，原先溶解于岩浆（熔体）中的挥发分由于迅速过饱和而突然大量释放；这种现象被称为火山的脱气作用，它通常是火山喷发过程的先导。当挥发分在近地表处聚集时，由于强烈的膨胀，就会引起岩浆爆裂成火山灰，促进更猛烈的火山爆发。不过，在粘度不同的岩浆中挥发分对火山爆发强度的影响有所不同，低粘度的玄武质岩浆中膨胀气体的释放是宁静的，高粘度的安山质和流纹质岩浆则会因气体的释放将岩浆崩碎成岩浆团、火山弹及火山灰，并破坏火山锥体的边坡，形成破火山口。

由于挥发分会影响到岩浆结晶的温度，含量高则结晶温度下降，所以，当挥发分迅速从岩浆中逸出后，岩浆则会快速结晶，其中的晶体数量也随之加多。

二、火成岩的产状和相

关于火成岩的产状，即火成岩的**产出方式**（mode of occurrence），国际上并没有统一的定义。在本书中，火成岩的产状主要指火成岩岩体的大小、形态以及与围岩的接触关系，有的教科书称为**侵入体的类型**（types of intrusions）。在西方的教科书中，**火成岩的相**（igneous facies）是指岩石特点与主岩体中的典型岩石有所不同的一个火成岩单元，本书将火成岩的相定义为形成时的地质环境及其对应的岩石和岩体特征的总和。按照火成岩产出与地表的相对位置，火成岩包括侵入岩和火山岩（喷出岩）两大类，其中，侵入岩可进一步分为浅成岩和深成岩，而火山岩可进一步分为熔岩和火山碎屑岩。由于侵入岩和火山岩形成环境和岩浆作用方式明显不同，形成的侵入岩和火山岩在地质特征上也有明显的差别。火成岩的产状和相的确定，对于分析岩浆作用与地壳演化和区域构造发展的关系，指导金属矿产和油气资源勘探，具有重要的意义。

火成岩体的大小和形态取决于许多因素，如岩浆的成分和粘度、侵入体的体积、岩浆侵入过程、所处深度和构造环境等。例如，花岗质岩浆粘度大，主要形成相当厚的球茎状岩体，只有在特殊条件下（例如，侵入到高温区域变质地区）才可能形成比较薄的席状岩体；玄武质岩浆粘度很小，可以沿围岩薄弱带运移形成层状岩席。然而，我们在野外见到的侵入体，只是顶部的围岩被剥蚀后出露于地表的一部分，在平面上呈二维的形态，出露的面积也只是等于剥蚀面上岩体截面积的大小。尽管根据与围岩间的接触带产状，可以大致推断向深部岩体形态的变化，但能推断的范围很有限。除非借助物探手段，如重力、磁法、电法、地震等方法，结合深部钻探进行立体地质填图，否则，在野外很难确定岩体的真正大小和形态。

侵入岩与围岩之间存在三种接触关系，即侵入接触、断层接触和沉积接触。① 侵入接触是指岩浆侵入于早已形成的围岩中，具有侵入接触关系的侵入体可进一步划分为整合侵入体和不整合侵入体两类。当侵入体与围岩的接触面基本上平行于围岩的层理或片理时，称为**整合**（concordant）侵入体。相反，如果侵入体切割围岩片理、层理，接触面产状与围岩片理和层理产状不一致，则称为**不整合**（discordant）侵入体。为了区别于沉积地层之间的整合和不整合关系，建议改称为协调侵入体和不协调侵入体（马昌前等，1994）。② 断层接触则是侵入体与围岩之间的接触部位系断裂带出露的位置，这是岩体侵入时或侵入后发生过断裂作用的表现。③ 沉积接触是在侵入体形成后，又经历过剥蚀而出露地表，再被沉积地层所覆盖的现象。第 3 种情况，侵入体形成时代要早于上覆地层沉积的时代。在南非开普敦地区的桌山（Table Mountain）国家公园内，就有年龄为 540Ma 的开普花岗岩被大约 470Ma 的桌山组砂岩所覆盖，形成了好望角周边地区沿海低洼处为花岗岩、向山顶上变为沉积岩的特

殊地貌景观。

此外，即使是属于侵入接触关系，也还存在**渐变接触**（gradational contact）和**截然接触**（sharp contact）两种。① 渐变接触关系表现为在露头上难以将侵入体与围岩截然分开，这是在热的作用下岩浆与围岩之间发生了强烈的化学相互作用的产物，例如，在岩浆热的作用下围岩遭受部分熔融，或是正在结晶的岩浆中挤出流体后，在接触带附近产生热液蚀变的结果。② 截然接触表现为岩体与围岩有明显的界线，表明岩浆没有与围岩发生化学作用。截然接触关系，要么是围岩性质的不活动性引起（例如，石英岩作围岩），要么是岩体侵位太浅，岩浆遭受了快速的冷凝。这时，在岩体边部就会出现**冷凝边**（chilled margin）。

（一）侵入岩的产状和相

1. 侵入岩的产状

按照岩体的大小、形态和接触关系，可以将侵入体划分为岩基、岩株、岩墙、岩盆、岩盖和岩席等多种。其中，岩基、岩株、岩墙多为不协调侵入体，而岩盆、岩盖、岩席则为协调侵入体。

◎岩基（batholith）：是最大的巨型侵入体，出露面积大于100km^2，其边部产状多外倾，向下有变大的趋势。最大的岩基出露面积可达数万平方千米，例如，北美西部的海岸山脉（Coast Range）岩基，主体出露于加拿大境内，面积达10×10^4km^{2}以上（图2－3）；南美洲秘鲁海岸岩基（Coastal batholith），长达1600km以上，宽度达到60km，岩性以英云闪长岩和花岗闪长岩为主，伴有玄武安山质的**岩墙群**（dyke swarms）。我国南岭地区的万洋山－诸广山花岗岩基，出露面积达5000余平方千米。不少大的侵入体侵位深度较大，是在地壳下部的塑性层中以底辟方式侵位的，因此，岩体与围岩接触面的产状就可能与围岩的面理产状一致，与围岩接触带的淬火（冷凝边）结构和围岩的接触变质不明显。也有一些岩基侵位到地壳上部的脆性层，显示出以火山口塌陷或顶蚀方式为主的侵位特征，在这种情况下，岩体边部可含大量的围岩**捕虏体**（xenolith），岩体与围岩接触带出现淬火结构，靠近岩体的围岩接触变质现象较为明显，例如，秘鲁的海岸岩基就是这种方式侵位的。另外，大的岩基并不是一次岩浆侵位形成的，而是由数个至100多个较小的岩体组成的，它们可以是同一期岩浆事件中，从深部岩浆房或岩浆源区多次上升的岩浆侵位于同一位置形成的，也可以是不同时期岩浆作用形成的复式岩体。秘鲁海岸岩基就是由在100～37Ma期间先后侵入的1000多个深成岩体组成的。在野外，



图2－3　北美西部的中生代花岗岩基

（据Gill，2010）

可根据岩体之间的穿插关系、冷凝边和烘烤边的有无、捕虏体的出现、面状和线状组构之间的切割关系等来判断侵位的先后顺序。

大岩基的主体岩性多为花岗岩类岩石。不过，在世界上还发现有多处特定地史时期（主要是元古宙）的斜长岩岩基（Philpotts & Ague，2009）。例如，挪威南部的 Egersund-Sogndal 斜长岩岩基，出露面积达 1000km^2；而出露于美国纽约州的 Adirondacks 岩基，面积达 3072km^2。尽管少见以基性岩为主体的岩基，但几乎在所有的花岗质岩类岩基中均可以见到大小由几厘米到几米、成分相当于玄武岩的镁铁质岩石**包体**（enclave），或发育有镁铁质岩墙群。包体是一种岩石碎块，其形态常呈水滴状，在岩基的底部甚至可呈枕状，发育淬火边，表明在岩基侵入的同时存在着幔源的岩浆作用。幔源**岩浆底侵作用**（magmatic underplating）可能是深部地壳熔融产生花岗质岩基的热能来源之一。

◎岩株（stock）：出露面积小于 100km^2 的侵入体，其形态与岩基相似。北京周口店花岗闪长岩体（又称为房山岩体）就是一个典型的岩株。需指出的是，如果仅从露头面积上来划分岩基和岩株似乎意义不大，因为面积小于 100km^2 的侵入体也可以是大型岩基的一个分支，或是岩基因剥露不够在地表仅出露的一部分，目前许多关于侵入岩产状的图解就是这样表达岩株和岩基的关系的。实际上，有些岩株并不是大型岩基的一部分，而本身就是规模相对较小的岩体，其侵位的机制与岩基不同。例如，在火山口之下与火山口塌陷作用有关的闪长岩、花岗闪长岩或花岗岩岩株，伸展背景下形成的环状碱性杂岩体等。岩株多为产状陡倾的不协调侵入体，边缘常有一些不规则的树枝状岩体侵入到围岩中，被称为**岩枝**（apophysis）。

◎岩盆（lopolith）：为中央略微下凹，呈盆状或漏斗状的协调侵入体（图 2－4a）。规模较大，厚度与直径之比大致为 1∶10～1∶20，直径可达数十至上百千米。一般由密度较大的层状镁铁质－超镁铁质岩组成，通常称为**层状侵入体**（layered intrusions）。其下部存在岩墙状的岩浆通道，岩盆的顶部岩石为产状平缓的未变质的沉积岩，或同源的火山岩。岩盆因体积巨大，冷却速度较慢，常发育有因晶体的沉降作用形成的堆晶结构和层状构造，层理的厚度可由数百米变化到几毫米。在南非约翰内斯堡北部的布什维尔特（Bushveld）镁铁质杂岩体就是岩盆的代表。该岩体东西长约 440km，南北宽约 350km，其外部由 7km 厚的层状镁铁质－超镁铁质岩套组成，赋存的 Cr、V 和 Pt 族元素矿床储量占全世界的一半；而杂岩体中心，则是由同时代的（约 2060Ma）花岗岩套组成（Norman & Whitfield，2006）。岩盆的其他例子有：美国明尼苏达的德卢斯（Duluth）、美国蒙大拿的斯提尔沃特（Stillwater）、加拿大安大略的萨德贝里（Sudbury）、加拿大的穆斯科克斯（Muskox）、格陵兰东部的斯卡尔加德（Skaergaard）等。世界上的 Cr、Ni 和 Pt 族元素、V－Ti 磁铁矿床主要产于这些大岩盆中。我国四川攀枝花含钒钛磁铁矿的辉长岩体，其产状也属于岩盆。

◎岩盖（laccolith）：为蘑菇状的协调侵入体（图 2－4b）。岩盖的规模比岩盆的小得多，其直径一般为 1～8km，最大厚度可达 1000m。岩盖的侵位深度不大，一般小于 3km，围岩为产状平缓、未变质的沉积岩。岩盖的成分以中性侵入岩为主，但从流纹质到玄武质的成分都有报道。美国犹他州的亨利山（Henry Mountains）的闪长岩体是岩盖的经典例子。岩盖的侵位机制与气球膨胀的机制相似，岩浆的高压把上覆沉积地层顶弯，岩浆较大的粘度又限制了岩浆向侧面的流动。

◎岩床（sill）：又称岩席，是厚薄均匀、近水平产出的协调的板状侵入体（图 2－4b）。岩床以厚度小、面积较大为特征，厚度可由毫米级到上百米，延展可达数万米，如哈得孙河西岸的帕利塞德斯岩席厚达 300m，沿走向延伸达 80km，南非的卡鲁岩席面积达 12000km^2，基性和超基性岩体常出现这类产状。

◎岩墙（dike，dyke）和岩脉（vein）：岩墙是一种厚度稳定，近于直立的不协调的板

状侵入体（图 2-4b），长为宽的几十倍甚至几千倍，厚度一般为几十厘米到几十米。著名的津巴布韦大岩墙，厚 3~14km，长 500km。岩墙是岩浆沿张裂隙惯入而形成的，在同一地区常形成由若干条岩墙平行分布或呈放射状分布的岩墙群，在洋中脊扩张的环境下，密集的基性岩墙群形成新生大洋地壳的主要组成之一，基性岩墙群在大陆裂谷区很常见。厚的岩墙也多是岩浆多次脉动侵入的结果，晚贯入的岩浆成分可以与先侵入的岩浆成分一致，也可以存在差别，如在基性的岩墙中央可能有花岗质的岩浆贯入，形成复合岩墙。对于浅成的岩墙来说，因岩浆的冷却速底快，由中心向边缘结晶程度差异显著，中心常沿先期岩墙的中心尚完全固结的部位侵入，深成岩墙则相带不明显。

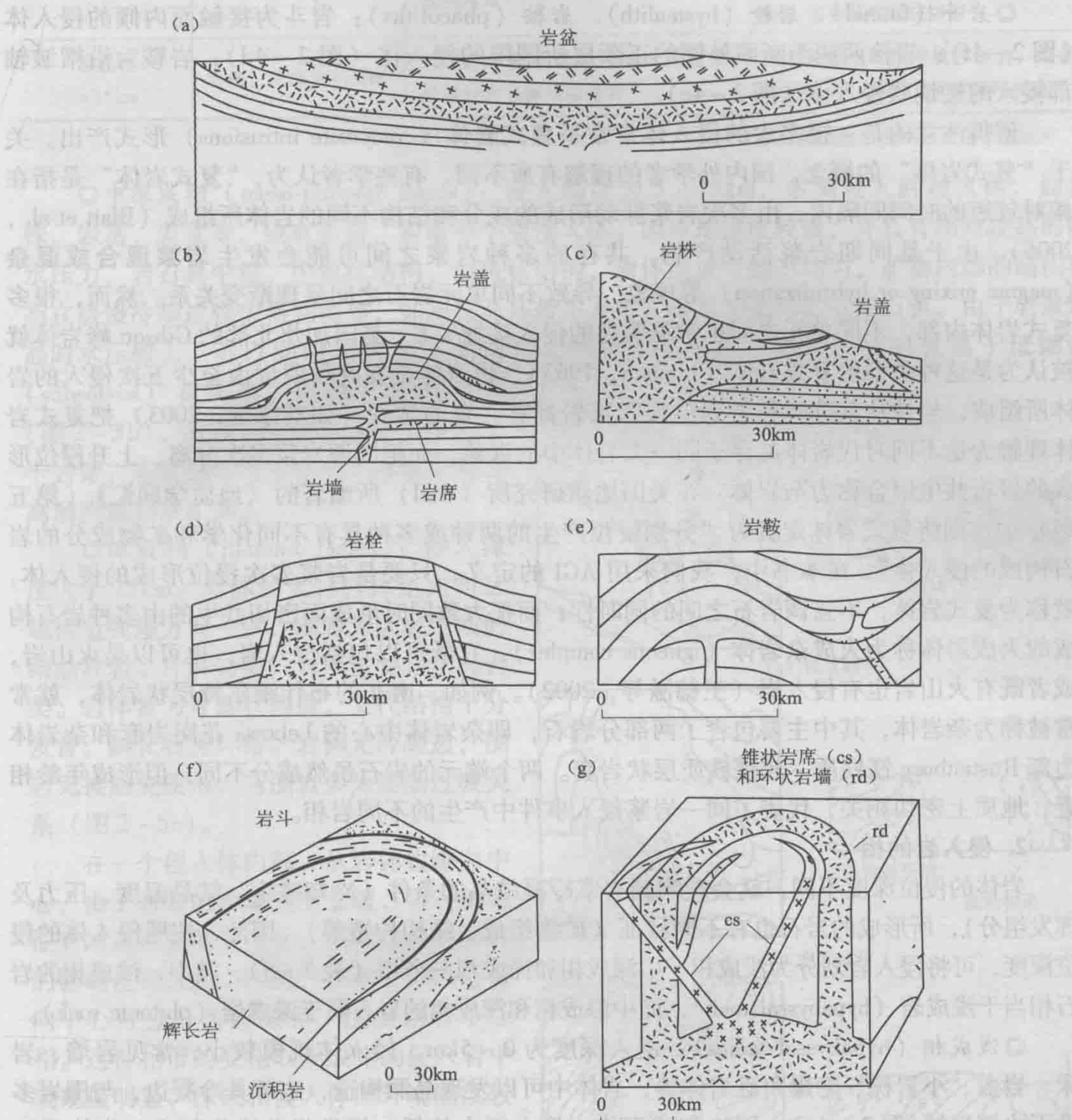


图 2-4　不同侵入体的形态和产状

（据 Raymond，1995）

在火山活动区，因大量的岩浆从岩浆房中喷发到地表，岩浆房空虚，顶部围岩塌陷，岩浆顺着围岩中形成的近直立的环状裂隙侵入形成近同心圆状分布的**环状岩墙**（ring dikes），或沿内倾的侵角较小的环形裂隙侵入形成**锥状岩席**（cone sheets）（图 2-4g）。形成环状岩

墙的岩石类型较多，但以花岗岩或正长岩等长英质岩类最常见，而锥状岩墙的岩性主要是玄武质岩石。

岩脉严格来说并不属于火成岩体，在大多数情况下，它们是与火成岩有关的热液活动的产物。岩脉规模较小，多充填到围岩的裂隙中。例如，在花岗岩体内部和围岩中的石英脉，就可能是在结晶作用的最后阶段由花岗岩浆排出的流体形成的。有些石英脉含有微量的 Au 和 Ag，甚至形成重要的矿床。考虑到以往使用上的习惯，除了热液成因的岩脉外，也可以把规模较小（一般宽度小于数十厘米）、延伸相对较短的枝状火成岩体统称为岩脉，以区别于规模稍大的岩墙。

◎岩斗（funnel）、岩栓（bysmalith）、岩鞍（phacoliths）：岩斗为接触面内倾的侵入体（图 2－4f）；岩栓两侧为断面外倾的正断层所围限的侵入体（图 2－4d）；岩鞍为沿褶皱轴部侵入的透镜状侵入体（图 2－4e）。

值得注意的是，很多大的侵入体常常呈**复式岩体**（composite intrusions）形式产出。关于“复式岩体”的概念，国内外学者的理解有所不同。有些学者认为，“复式岩体”是指在相对较短的时间间隔内，由多次岩浆脉动形成的成分和结构不同的岩体所组成（Blatt et al.，2006）。由于是同期岩浆活动产物，共存的多种岩浆之间可能会发生**岩浆混合或混杂**（magma mixing or hybridization）等现象，导致不同单元岩石之间呈现渐变关系。然而，很多复式岩体内部，不同单元之间也常见明显的侵入接触关系，美国加州北部的 Gibson 峰岩体就被认为是这种类型的复式岩体（Lipman，1963），该岩体是在晚侏罗世由至少五次侵入的岩体所组成，岩性从紫苏辉长岩到英云闪长岩都有。有的学者（如刘家远，2003）把复式岩体理解为是不同时代岩体共存于同一大岩体中的现象，而把同源岩浆多次分离、上升侵位形成的岩石共生组合称为杂岩体。在美国地质研究所（AGI）所编著的《地质学词汇》（第五版）中，则将复式岩体定义为“分别侵位产生的两种或多种具有不同化学和矿物成分的岩石构成的侵入体”。在本书中，我们采用 AGI 的定义，只要是岩浆多次侵位形成的侵入体，就称为复式岩体，不强调岩石之间的同时性；而把大致同时形成而密切共生的由多种岩石构成的火成岩体称为**火成杂岩体**（igneous complex），它既可以包括侵入岩，也可以是火山岩，或者既有火山岩也有侵入岩（王德滋等，2002）。例如，南非的布什维尔特层状岩体，就常常被称为杂岩体，其中主要包含了两部分岩石，即杂岩体中心的 Lebowa 花岗岩套和杂岩体边部 Rustenburg 镁铁质－超镁铁质层状岩套。两个端元的岩石虽然成分不同，但形成年龄相近，地质上密切相关，代表了同一岩浆侵入事件中产生的不同岩相。

2. 侵入岩的相

岩体的侵位深度不同，就会影响到岩浆冷凝结晶的条件（冷却速度、结晶温度、压力及挥发组分），所形成的岩石也有不同特征（矿物组成、结构构造等）。因此，按照侵入体的侵位深度，可将侵入岩划分为浅成相、中深成相和深成相三个相（表 2－5）。其中，浅成相的岩石相当于**浅成岩**（hypabyssal rock），而中深成相和深成相的岩石属于**深成岩**（plutonic rock）。

◎浅成相（hypabyssal facies）：侵入深度为 0～5km。侵入体规模较小，常见岩墙、岩床、岩盖、小岩株、隐爆角砾岩体等，岩体中可以发现晶洞构造，边部具冷凝边，与围岩多呈不协调接触（图 2－5a）。因冷却速度快、静水压力较低，挥发组分逸失较多，岩体具细粒、隐晶质结构及斑状结构，斑晶可具熔蚀或暗化边结构。矿物常保存了高温条件下的结构状态，斜长石环带发育，常见高温石英斑晶，出现易变辉石等。由于在低水压条件下，斜长石不会呈独立的斜长石颗粒存在，只作为微斜条纹长石中的条纹形式出现，这种浅成的花岗岩，就称为**超熔线**（hypersolvus）**花岗岩**。岩体接触变质较弱，有时有硅化、绿泥石化、绢云母化蚀变，浅成相小型侵入体常与金属矿产有关，尤其是隐爆角砾岩体，是很好的容矿岩体。

表2-5　不同深度花岗岩体特征对比

相及深度	接触关系	围　岩	侵入体
浅成相 0~5km	不协调，截然	缺乏同时代的区域变质作用或变质程度低；有接触变质作用；常见有成因联系的火山岩；可与环状岩墙、破火山口塌陷共生	除近边缘处外，无面理发育，边部可能为细粒结构，为超熔线花岗岩，常见晶洞构造
中深成相 5~15km	不协调－协调，截然或局部为渐变关系	绿片岩相区域变质作用，无相关火山岩；较浅岩体周围热接触变质晕相当发育	多数为大岩基，多为复式岩体，面理－线理发育并常与接触带平行；岩体边缘一般多为富镁铁质的岩石，多为低熔线花岗岩
深成相 >15km	协调，局部为不协调	角闪岩－麻粒岩相区域变质作用；最深处常见脉状混合岩	面理弱或发育眼球状片麻岩，可见交代特征，可能受变质作用改造

（据海因德曼，1989，中译本修改）

◎中深成相（meso-plutonic facies）：侵入深度为5~15km，多属较大的侵入体，如岩株、岩基、岩盆等，也有岩盖、岩墙等小型侵入体。因冷却速度较慢，并具有相对较高的静水压力，岩石具中粒、中粗粒结构、似斑状结构，岩体组成一般不均匀，矿物内部的结构状态在缓慢冷却过程中得到调整，如斜长石环带不发育，石英为他形的低温石英。由于岩浆结晶时水压较大，可以同时出现独立的斜长石和钾长石颗粒，因此，这时就属于**低熔线（subsolvus）花岗岩**。接触变质带较宽（图2-5b），有时有云英岩化带，常见矽卡岩带，在接触带可形成各种接触变质和高温汽成热液矿床。

◎深成相（plutonic facies）：侵入深度大于15km。岩体较大，岩体走向与区域构造线理方向一致，围岩为区域变质的结晶片岩、片麻岩类，岩体主要为花岗岩类。岩体常为片麻状构造，交代结构十分发育。斜长石无环带。岩体无冷凝边，围岩无接触变质带，与围岩多为逐渐过渡关系（图2-5c）。

在一个侵入体内部，从岩体边缘向中心，由于岩浆的冷却速度变缓，岩石的特征有时也存在明显变化，围岩成分对岩石的影响也有区别。因此，有些岩体由边缘向中心可分分为边缘相、过渡相和中心相。这种相带的变化以浅成相的侵入岩中表现最明显，深成相侵入体因环境温度较高，表现得较弱，但这些相带之间常常呈过渡关系。

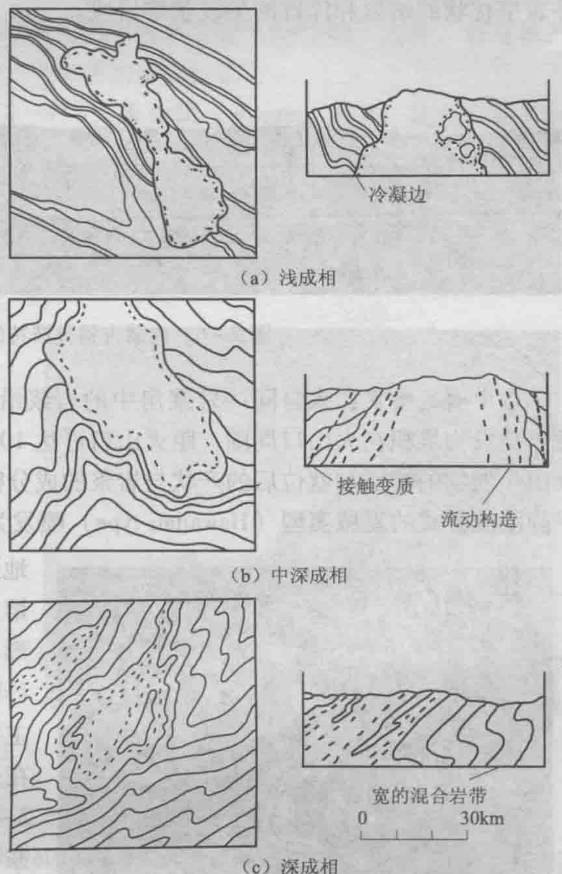


图2-5　不同深度条件下岩基和岩株的构造样式
（据 Blatt et al.，2006）

（二）火山岩的产状和相

1. 火山岩的产状

讲到火山岩的产状，人们很容易就联

想到火山锥。实际上，火山锥只是火山岩产出的一种形式，以这种方式产出的火山岩仅占地球上火山岩中很小的一部分，而出现最多的是熔岩流。玄武质的熔岩流覆盖了占地球表面积71%的整个洋底，而在陆地上，中酸性的灰流相凝灰岩也呈大面积分布。在我国华南地区，中生代的凝灰岩占据了火山岩分布区约3/4的面积。

火山岩的产状主要取决于它的喷发方式。根据火山通道的形态，喷发方式分为裂隙式、中心式和熔透式等，主要受构造条件控制；也可根据火山活动的方式分为溢流式、爆发式和喷溢式，主要受岩浆成分及物性的制约。

◎裂隙式喷发：是指岩浆沿线状的大断裂或裂隙群通道上升喷出地表的，也可以是由沿断裂带密集排列的多个火山口近同时喷发的，这种方式的喷发作用主要发育在大陆裂谷、洋中脊等大型伸展构造带中，喷发物多为粘度较小的超基性到中性的岩浆，以玄武岩为主，酸性者少见。因岩浆的粘度小，岩浆以较平静的**溢流**（effusions）方式喷出地表，如果地形允许，熔岩可流至大于200km的位置，形成大面积分布的**熔岩被**、**熔岩台地**（图2-6）、**高原玄武岩**，后者又称为**泛流玄武岩**（flood basalt），构成数千到上百万平方千米的**大火成岩省**（large igneous province）；常认为它们与地幔柱的作用有关。在地表喷溢的熔岩因熔岩流表壳与内部冷却速度的差异，常形成形态各异的外表，在近火山口处呈半凝固状态的熔岩表壳，受下部熔岩流动的作用，可形成波状、绳状外表的，称为**绳状熔岩**（pahoehoe lava）（图2-7），远离火山口处，固结的熔岩表壳，受下部熔岩流的推挤破裂成块状或渣状外表的，称为**渣状熔岩**（aa lava）。水底喷出的熔岩或陆表熔岩流入水体，因淬冷作用，常形成外表呈枕状的熔岩和淬碎的尖棱状熔岩块。



图2-6　内蒙古锡林浩特的新生代玄武岩台地

◎中心式喷发：来自同一岩浆房中的岩浆沿颈状管道上升经火山口喷发，又称点式喷发。喷发物堆积在火山口周围，距火山口可达100km以上，在火山喷出口处可形成火山锥。火山喷发物的特征和就位后的产状与岩浆的成分密切相关：玄武质岩浆因岩浆粘度小，多以平静溢流方式的**夏威夷型**（Hawaiian-type）喷发为主，形成大面状分布的熔岩台地或沿低洼地形（沟谷、河流）流动形成线状的熔岩流，熔岩流汇集可形成熔岩湖，在溢出口周围可形成坡角缓倾（2°～10°）的**盾形火山**（shield volcano），火山碎屑含量小于10%，且主要为塑变的火山弹、熔岩饼或塑变岩屑，可在火山口周围堆积形成小型的**火山碎屑锥**（图2-8），是确定古火山口的重要标志。中性岩浆粘度大于玄武岩的，以**斯通博利型**（Strombolian-type）喷发为主，除喷溢外亦兼有爆发，熔岩流厚而短，可形成由火山碎屑



图2-7　黑龙江五大连池新生代绳状熔岩

和熔岩交砌形成的高大、坡角陡倾（可达40°）的**混合火山锥**（图2-9a），如日本的富士山火山直径达38km，高3800m。酸性岩浆粘度大，挥发组分含量高，常以强烈的爆发式喷发为主，喷发物为火山碎屑与蒸气混合的火山碎屑流，喷发柱顶端可达大气平流层（图2-10），细碎屑物能被搬运到数千里之外，堆积物以灰流相**火山碎屑岩**为主，也形成**火山碎屑锥**（图3-13a）。爆发最强烈者，称为**卡特曼型**（Katmai-type），火山碎屑的含量达100%；其次为**普林尼型**（Plinian-type），火山碎屑含量达90%以上；再其次为**乌尔加诺型**（Vulcanian-type），火山碎屑含量为60%~80%。前两种类型由于大量火山物质的抛出，常形成塌陷**破火山口**（caldera）（图2-9b）。



图2-8 内蒙古锡林浩特的新生代火山碎屑锥

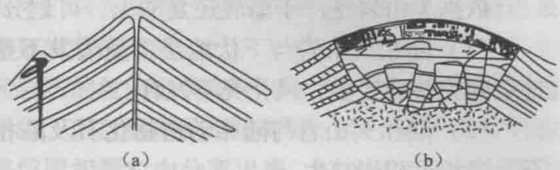


图2-9 由火山碎屑及熔岩组成的混合锥（a）和破火山口（b）
（据Raymond，1995）

酸性岩浆火山活动中溢流相的熔岩罕见。由于岩浆房中挥发组分的大量逸失，岩浆粘度变大，失去爆发能力，酸性岩浆多以**侵出**（extrusions）的方式喷出，像挤牙膏似地被动挤出火山通道，并就位于火山通道上部，形成短而厚的熔岩或形态陡立的岩钟、岩针、岩穹等产状。这些侵出相的岩石是确定酸性火山岩火山口位置的重要标志。

地史时期的古火山锥几乎都被剥蚀（图2-11），**火山颈**（volcanic neck）是火山锥被剥蚀后，出露的火山管道中的充填物，可作为恢复古火山机构的一个重要标志。火山颈在浅部一般直径较大，向深处缩小，上部呈喇叭状，中部呈筒状，下部呈墙状。充填物多为火山碎屑岩、熔岩、碎屑熔岩、熔结火山碎屑岩等。碎屑有同源的、异源的，有的为深源产物。火山颈中的熔岩内可能发育垂直于火山通道、呈水平产出的柱状节理。



图2-10 冰岛 Eyjafjallajokull 火山爆发形成的喷发柱

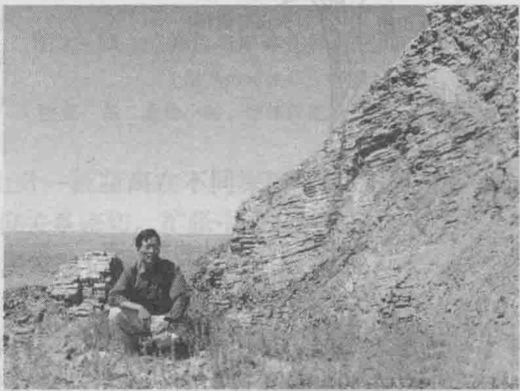


图2-11 火山碎屑锥剥蚀后残留的火山颈
（内蒙古锡林浩特市西南15km处）

在火山岩区常常有**次（潜）火山岩**（sub-volcanic rocks）出露。次火山岩往往具有相似于火山岩的外貌但结晶程度较好，具有侵入岩的产状，但常常与火山岩共生，其侵入深度一般小于0.5km。次火山岩常沿火山口周围的环状或放射状裂隙贯入。其在空间上的展布特

征，有助于分析古火山口所在的位置。

火山－沉积岩是在火山活动过程中叠加了沉积作用的产物。由喷出岩、沉积火山碎屑岩、火山碎屑沉积岩、沉积岩系组成。一般沉积在水盆地、破火山口洼地中，也可以与泥石流、冰川等堆积物伴生。

2. 火山岩的相

火山岩的特征与火山喷发环境、火山的喷发方式、火山产物的堆积环境、火山碎屑物的搬运方式、火山岩在火山机构中的位置等密切相关。因此，可以从不同的角度划分火山岩的岩相（参见邱家骧等，1996）。

依据火山岩是产于海底还是陆上，可划分为海相和陆相火山岩。主要区别是：

（1）陆相火山岩与下伏地层常呈喷发不整合接触，风化壳发育；而海相火山岩与下伏地层间为整合接触，风化壳不发育。

（2）陆相火山岩与陆相动植物化石及陆相沉积岩共生，而海相火山岩则与海相生物化石及海相沉积岩共生。

（3）陆相熔岩成分变化大（基性－酸性岩皆有），常见红色氧化顶，柱状节理发育；海相熔岩成分变化小（以基性岩为主），常见枕状构造，常见熔岩遇水淬碎形成的玻屑、岩屑等。值得注意的是，在陆相的河湖环境中，熔岩流遇水冷却，也能形成枕状熔岩。

（4）陆相火山碎屑物在水平方向上粒度变化显著，常见火山弹、火山泥球、熔结凝灰岩、泥流角砾岩，而在垂直方向上碎屑粒度一般无分选，无明显的粒度变化，因而，不发育由于碎屑颗粒大小逐渐变化而显示的粒序层理；而海相火山碎屑物在垂直方向上粒度分选明显，粒序层理发育。

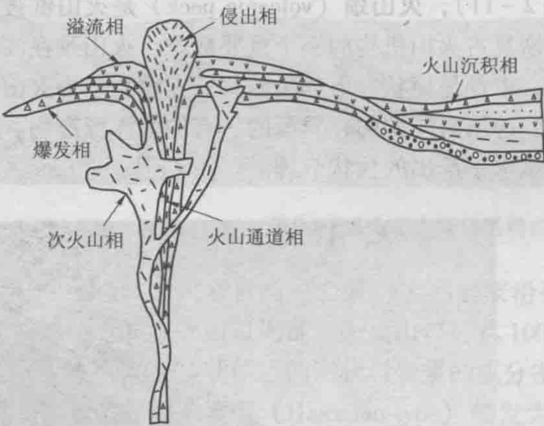


图2－12　火山岩相分布
（据邱家骧，1985）

（5）陆相环境中，中性岩多为紫、红、黑、灰色，中酸性者多为浅黄色、浅黄白色，熔岩常发育红顶绿（黑）底，气孔、杏仁构造发育；海相基性火山岩多为蓝、绿色，罕见的中酸性岩多为银灰、灰白色，红顶绿底构造不发育，气孔或杏仁的含量变化较大。水深较大的海相火山岩中不发育气孔和杏仁构造。

根据火山岩及相关岩石的产出部位、喷发和就位方式，可进一步划分为溢流相、爆发相、侵出相、火山通道相（火山颈）、次火山相、火山沉积相等（图2－12）。总体上，这些相与前述不同产状的火山岩相对应，更详细的岩石特征参见后面的相关章节。需注意的是，属于爆发相的火山碎屑岩是爆发柱不同部位的碎屑经过搬运后，在距火山口不同的距离处堆积成岩的，可进一步划分为火山灰流亚相、底涌流亚相、弹射空落亚相和火山灰云亚相。这些相的识别，对于恢复古火山机构有很重要的意义。

三、岩浆的分凝、上升、侵位和喷发

过去30多年来，对于火成岩体如何在地壳中开辟空间的问题，已开展了深入研究，认识到这是一个“四部曲”的问题，即包括岩浆产生、分凝、上升和侵位的问题（Petford et al.，2000）。在本书第十二章中，将详细讨论岩浆的产生和岩浆的演变问题，本章着重从岩

浆动力学角度，讨论岩浆分凝、上升、侵位和火山喷发的机制。

（一）岩浆分凝

现代地震波速测定表明，不少地区在上地幔100km左右的深度及中下地壳的深度存在有地震波速下降的**低速带**（low velocity zone，LVZ），被解释为在固态的岩石中存在有液态的物质，导致了地震波速的明显下降。这些液态物质主要是初始熔融的岩浆物质，它们分布在岩石的矿物颗粒之间，尽管比例不大（1% ~3%），却表明了有熔融作用的发生，但这些地方并未发生明显的岩浆活动，意味着液相的熔体并未从固体的颗粒间分凝出来。因此，仅有部分熔融作用，还不足以导致岩浆活动的发生，只有液相的熔体从固态残留体中分凝出来并聚集形成具足够上升浮力的岩浆体，才能导致岩浆的上升、侵位和喷发。

岩浆分凝作用是指熔融的岩浆液滴从源区岩石的粒间分离集中的作用。固相岩石的起始熔融总是从具最低温度的共结点或同结点开始的，因此熔融作用应开始于多个固相颗粒的粒间，初始熔体比例很少，连通性差，很难从残留固相颗粒中分离出来，这也是地幔软流圈中广泛存在低比例的熔体但未产生大范围岩浆作用的原因。随着熔融作用的继续，熔体的比例增加（熔体分数达30%），粒间熔体可相互连通，熔体才有可能从残留固相中分凝出来，集中形成岩浆体。

控制分凝作用的因素很多，如熔体分数（即部分熔融程度）、熔体与固态颗粒之间的分布关系（二面角大小），源区的渗透性，熔体的密度与残留固体的密度差产生的浮力，残留固相与熔体的流变性质（主要是粘度）及源区的范围等。当固态颗粒之间的**二面角**（dihedral angle，用 θ 表示）较小时，充填其中的熔体就能形成相互连接的网络（图2－13），有利于熔体分凝。一般来说，残余固相在部分熔融的条件下，由于粘度降低，具有一定的可塑性，可在静水压力下发生变形充填孔隙，促使熔体分离；构造应力也可挤压源区，产生压滤作用促使熔体从固相中挤出；拉伸作用会使固相中分散的熔体流到低应力区而与固相发生分离。当熔融量增大，熔体可以**原地**（in-situ）或移动上升一段距离在不同深度聚集成岩浆房。岩浆房的规模变化较大，一般与熔融程度及构造部位关系密切。扩张中心、地幔柱，俯冲带、裂谷区及构造活动区的剪切带下面都可能有岩浆房发育，形状为囊状、层状、盘状、席状等，岩浆数量少时，不能形成岩浆房，岩浆分凝体可以呈交叉的网状、透镜状等形态。

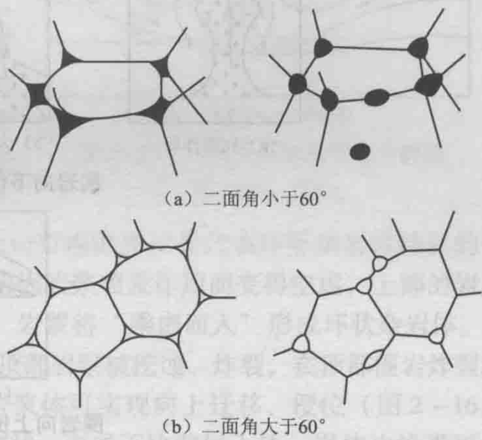


图2－13　二面角与熔体在颗粒之间的分布关系

（据 Brown et al.，1992）

注意：在二面角小时，熔体就能形成相互连接的网络

（二）岩浆上升和侵位

岩浆分凝聚集形成岩浆房后，岩浆会因其密度低于源区的岩石产生浮力而导致重力失稳，在浮力的驱动下，克服上覆围岩阻力而从源区向上位移，称为**岩浆上升**（magma ascent）。岩浆上升最主要的机制是**底辟作用**（diapirism）和**岩墙扩展作用**（dike propagation）。① 底辟作用是球状岩浆因其较低的密度而上升，随着岩浆对顶部围岩的加热，围岩粘度降低，迫使围岩向下流动，岩浆进一步上升。② 岩墙扩展作用是指岩浆在压力的驱使下注入围岩裂隙，并通过液压挤压围岩使其扩展成狭窄的岩浆通道（岩墙），并沿该通

道上升。这一上升机制主要发生在张性断裂带，如洋壳中的辉绿岩岩墙群和玄武岩，就是在洋中脊伸展构造环境下沿张性断裂上升的。这一机制主要受岩浆通道中热损失的制约，由于岩墙中岩浆与围岩的接触面积比球形岩浆体（如底辟体）与围岩的接触面积大得多，通过围岩扩散的热损失速度也快得多，因此，等体积、同样温度的岩浆要上升到地表，通过岩墙通道上升的速度必须比球形岩浆体（底辟）上升的速度快 10^4 倍。研究表明，在相对较冷的上地壳中，岩浆沿岩墙通道以 1m/s 的速度上升，在几小时后就会失去活动性，上升距离也只有几千米。

当岩浆上升到**中性浮力面**（the level of neutral buoyancy）时，由于岩浆与围压之间没有密度差，岩浆就失去浮力，而在地壳内停留下来，形成岩浆房。这一过程，实质上就是岩浆如何获得占位空间的问题。岩体的**侵位**（emplacement）就是通过围岩的位移而为岩体提供占位的三维空间的过程，因此，侵位机制就是开辟岩体占位空间的机制。岩浆的上升和侵位，是连续的过程，有时很难截然分开。按照围岩的位移方式，侵位机制可分为四大类（图 2－14）。

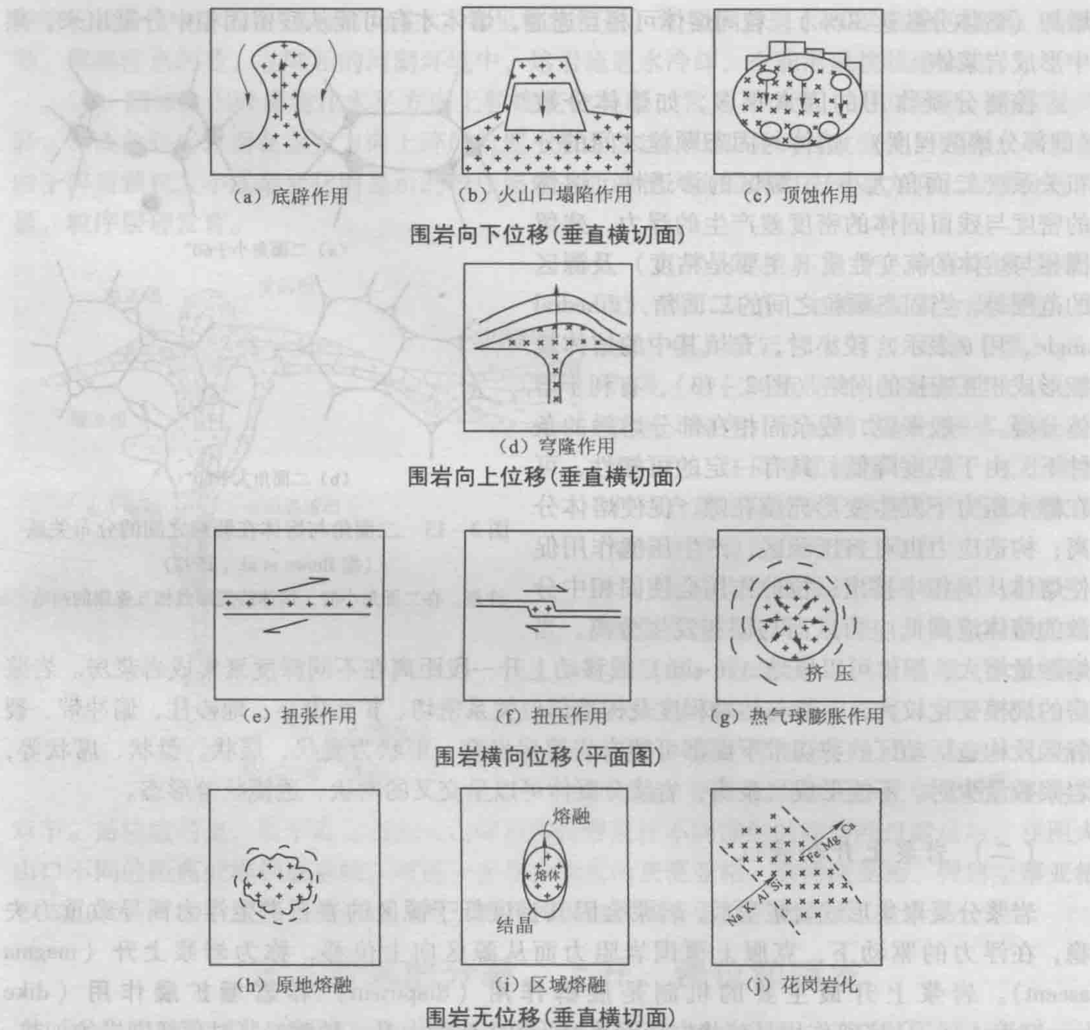


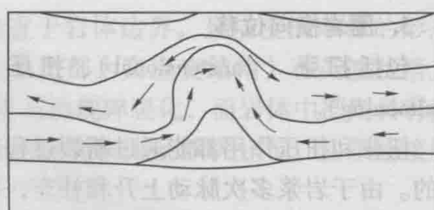
图 2－14　围岩位移方式与岩浆上升侵位机制

（据 Clarke，1992）

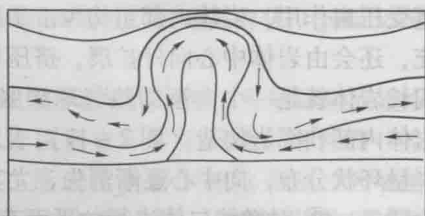
1. 围岩向下位移

包括底辟作用、火山口塌陷和顶蚀等机制。

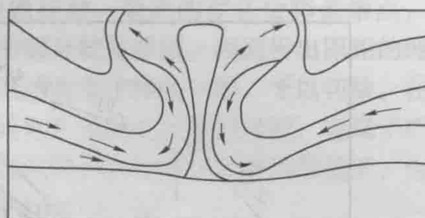
◎底辟作用（diapirism）：底辟上升和底辟侵位是连续的过程。随着岩浆的浮力上升和对顶部围岩的加热，围岩粘度降低而向下流动，并为岩浆腾出占位的空间。底辟侵位的主要驱动力是岩浆的浮力和热动力，底辟侵位一般可分早期穹隆、中期底辟上升和晚期侧向挤断三个阶段（图2－15）。底辟作用的关键是岩浆底辟体的热量，从同一源区早期分凝出来的岩浆体，往往上升距离不大就已耗尽能量，相继分凝出来的岩浆体，因上覆围岩被早期侵入体加热，可上升到离地表越来越浅的位置。由于底辟侵位要求有较大的浮力和热能来克服围岩的阻力，因而以底辟方式侵位的岩体一般较大。在地下深处，围岩的温度较高，一般具有塑性变形的能力，或容易被岩浆加热变为塑性，岩浆以底辟作用侵位的可能性较大。底辟侵位时岩浆和围岩均处于由岩浆浮力形成的同一应力场，形成的岩体产状及内部组构往往与围岩的片理产状一致，底辟侵位的岩体往往是无根的协调侵入体。



（a）早期穹隆阶段



（b）中期底辟上升阶段



（c）晚期侧向挤断阶段

图2－15　岩浆底劈侵位的三个阶段
（据Dixon，1975）

◎火山口塌陷作用（cauldron subsidence）：火山口塌陷作用是代表环形杂岩体特征的一种侵位机制。在近地表地区，如果已就位的岩浆房因岩浆喷发作用而变得空虚，上部的岩层就会断裂成块体发生塌陷，围岩中形成环状裂隙，岩浆将“乘虚而入”形成环状杂岩体。

◎顶蚀作用（stoping）：热的岩浆上升，引起顶部岩浆被挖蚀、炸裂，在顶部围岩炸裂块体下沉的同时，岩浆侵入到裂隙中，如此反复，岩浆体可实现向上迁移、侵位（图2－16）。通过顶蚀作用侵位的岩体，往往切过围岩层理的产状，形成不协调侵入体。岩体边缘带可见不规则状、棱角状的围岩捕虏体。另外，如果岩浆的温度及围岩的成分适当，岩浆就可能同化捕虏体，发生围岩混染作用，在侵入体中形成外来矿物的条带或斑点。由于需要大量的岩浆来填充下沉岩块间的空隙，这种侵位机制不可能使岩浆产生较大的上升距离（Marsh，1984）。

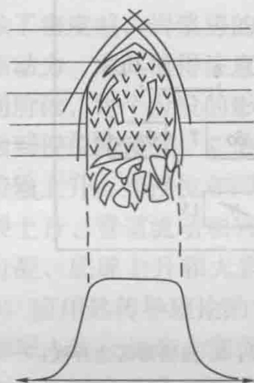


图2－16　岩浆顶蚀侵位示意图

2. 围岩向上位移

典型的机制是穹隆作用。

◎穹隆（dome）：是一种向上凸起的圆形或椭圆形构造，是由原始近水平地层向上拱起而产生的。

◎穹隆作用（doming）：当岩浆的密度低于围岩时，轻的物质所产生的浮力就会导致围岩向上运动。当岩浆向上顶托并刺穿围岩时，就是底辟作用。一般认为，穹隆作用和底辟作用被视为同一演化过程的初始和终结阶段。这种机制形成的岩体，平面上呈圆形或椭圆形，其边界与围岩产状一致，两者呈协调式接触，岩体顶面多平缓，围岩变形不强。

3. 围岩横向位移

包括扭张（transtensional）、扭压（transcurrent to transpressive）和热气球膨胀作用（ballooning）。

扭张和扭压作用都能通过断裂过程产生岩浆占位的空间，这在岩浆侵位的初期是十分有益的。由于岩浆多次脉动上升和补充，每次新的岩浆的脉动都会对早先侵位的岩体和围岩产生辐射状挤压作用，导致岩体扩容和体积增大，如同一个不断膨胀的热气球。由于岩浆扩展而遭受压扁作用，岩体内部组构也由于压扁作用由核部向边缘增强。如果还有晚期岩浆脉动补充，还会由岩体中心向外扩展，挤压早期岩浆形成的外壳，逐渐向外膨胀。北京周口店花岗闪长岩体就是一个典型的热气球膨胀式侵位的岩体（马昌前，1988；Ma et al.，1996）。该岩体内部和围岩构造（图2－17）表现为：① 岩体边缘挤压片理明显，产状与接触带平行，呈环状分布，向中心逐渐消失，尤其在岩体西北部发育韧性剪切带，剪切带内挤压片理更为明显；② 对微粒包体进行的平面有限应变测量表明，应变椭球体的 XZ 或 YZ 面（三轴

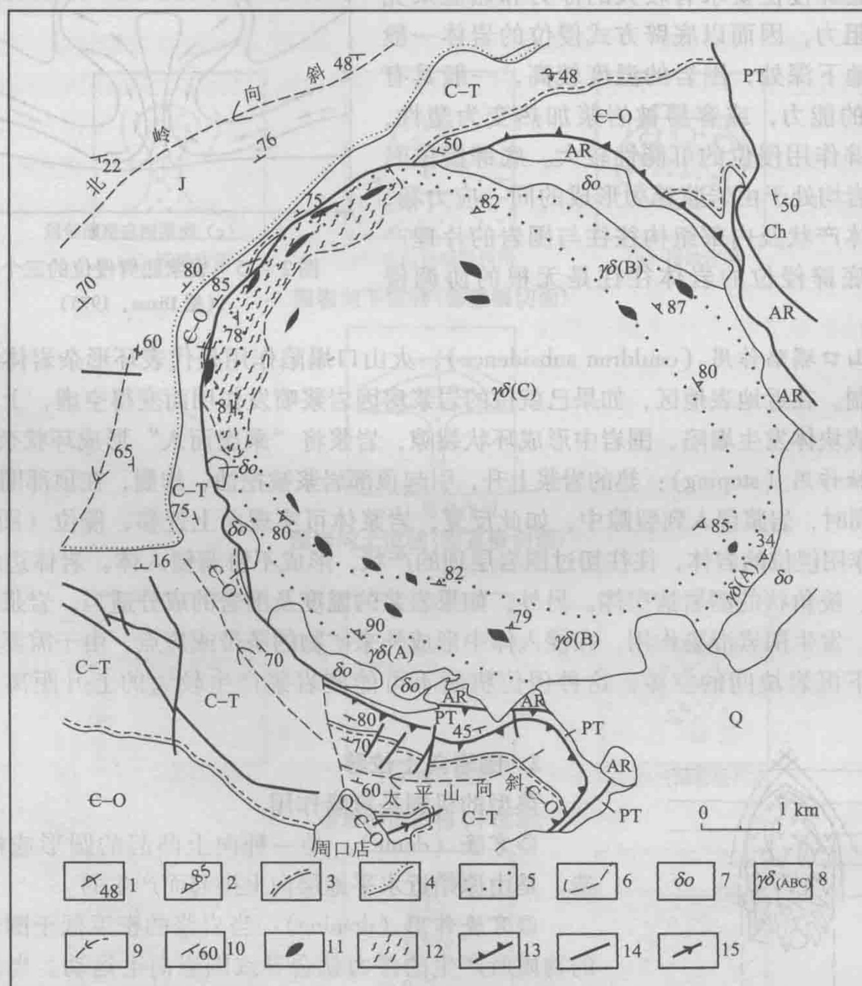


图2－17　北京周口店岩体构造图

（据 Ma et al.，1996）

1—倒转地层；2—岩体内的面理；3—平行不整合；4—角度不整合；5—岩体相带界线；6. 强变形区边界线；7—石英闪长岩体；8—花岗闪长岩体及相带编号（A—边缘相，B—过渡相，C—中央相）；9—向斜；10—地层产状；11—对微粒包体进行测量获得的应变椭球体；12—挤压片理；13—剥离断层；14—断层；15—背斜

中 $X \geqslant Y \geqslant Z$）与地表平行，反映了压应力方向基本垂直于岩体边界，且应变椭球体的形态从靠近边部的椭球状向中心变为球形；③ 侵入岩在岩体边部为高应变结构，石英波状消光明显，在西北部边缘甚至强烈拉长，云母强烈扭折，长石出现碎裂化，而岩体中部则具有典型花岗结构；④ 围岩中环状和放射状裂隙发育，褶皱轴围绕岩体呈环状分布，且靠近接触带，地层变薄，产状变陡，远离接触带，地层变厚，产状变缓。

4. 围岩无位移

主要包括**原地熔融**（in-situ melting）、**区域熔融**（zone melting）和**花岗岩化**（granitization）等过程。

原地熔融模型认为，由于能量的输入，地壳内部在近于原地的情况下发生熔融或重熔而产生花岗岩浆。因此，岩浆的产生不要求物质的输入，因而也不存在所谓花岗岩的“空间问题”。陈国能和格拉佩斯（2009）就强调原地熔融在形成花岗岩中的重要性。区域熔融（炼）原先是工业上提纯物质的一个技术术语，指的是通过加热，使一小段固体物质熔融成液态，稍加冷却，就会晶出固相，熔融区就沿轴向缓慢移动。杂质的存在会降低熔点，所以，熔融区内含有杂质的部分较难凝固，而纯度较高的部分较易凝固，因而析出固相的纯度高于液相。随着熔融区向前移动，杂质也随着移动，最后富集于棒的一端，予以切除。在地质上引用这一术语，重点是指在能量输入的条件下，熔融作用向上发展的过程，也属于广义的原地熔融作用。花岗岩化作用是一种老的观点，指在沉积岩基本保持固态的情况下，由于固态扩散或交代，某些化学组分发生带出带入而形成花岗岩的过程。

根据侵位时的动力学特点，还可以将侵位机制分为主动侵位和被动侵位两大类（马昌前等，1994），其中底辟和气球膨胀属主动侵位，多形成具等轴形态的协调侵入体，区域性构造走向与接触面相适应，岩体内部定向组构与围岩的变形相适应，主动侵位的岩体往往是同构造运动期的岩体。顶蚀、火山口塌陷、岩墙扩展属被动侵位，岩体一般为不协调侵入体，是构造岩浆活动中较晚的岩体，在侵位期间围岩没有遭受变形，岩体形态不规则，内部定向组构不发育。

岩浆的密度大小始终是控制岩浆上升侵位的最重要的因素，在中性浮力面之上，$\rho_m > \rho_r$（ρ_m为岩浆的密度，ρ_r为上覆围岩的密度），在中性浮力面之下，$\rho_m < \rho_r$。中性浮力面可出现在沉积盖层之下、基底岩石之下、酸性岩浆房之下、地壳底部等岩石密度有较大改变的位置，在这些地方容易集中上升形成岩浆房，并固结成为侵入体。不过，如果岩浆形成于高压条件下时，随着岩浆上升，在减压时它也可以上升至高于中性浮力面的位置，直至喷出地表，形成火山岩。由于受岩浆粘度、岩浆与围岩密度差大小等的控制，岩浆上升的速度有相当大的差别。

除了密度差，岩浆房的围压、熔融时的体积变化以及构造差异应力，都是岩浆上升和侵位的驱动力。尤其值得注意的是，岩浆从源区分凝、上升到侵位，是一个完整的动力学过程的不同阶段，每个阶段的影响因素都有所不同。图 2-18 是意大利厄尔巴岛展位山花岗岩体从熔融到侵位的模式，它表达了不同阶段的主要控制因素。要注意的是，岩浆从产生、分凝、传输上升，到侵位和固结，是一个漫长和不等速的过程。图 2-19 表明，除了岩浆以岩墙扩展上升、管道流动和岩浆房内部的对流反转过程较快外（数年至数十年尺度），尤以熔体的分凝、底辟上升和大岩体的冷凝较为缓慢，可达上百万年的时间尺度。Wagner et al.（2006）应用热传导理论的计算表明，侵位于地壳 12～15km 深处的东阿尔卑斯 Rieserferner 花岗岩侵入体（地表出露面积约 10km^2），从 800℃冷凝到 550℃，大约需要 1.5Ma。

大岩基的存在是否就表明地壳内存在巨大的岩浆房？这是岩石学和构造地质学中的一个基本问题。近年来的研究表明，巨大的岩基多半是由多次小的岩浆脉动累积而成的。在我国

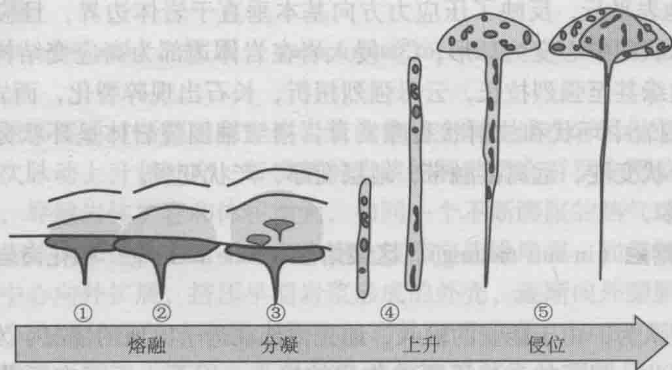


图 2-18　意大利厄尔巴岛展位山岩体从熔融到侵位的岩浆作用模式

（据 Westernman et al.，2003）

① 幔源岩浆聚集在拆沉的地壳底部，等温线快速上移，开始出现白云母的脱水熔融；② 聚集的玄武岩浆分异，等温线进一步上移，出现黑云母脱水熔融，产生地壳熔体；③ 底侵岩浆的分异产物进入地壳熔融区，等温线上移，钾长石巨晶开始生长；④ 中度混合的岩浆携带大量包体上升，之后，混合进一步加强，所携带的包体被进一步消化到岩浆中；⑤ 含有大量大包体的岩浆首先侵位，然后是岩浆混合更强的岩浆侵位

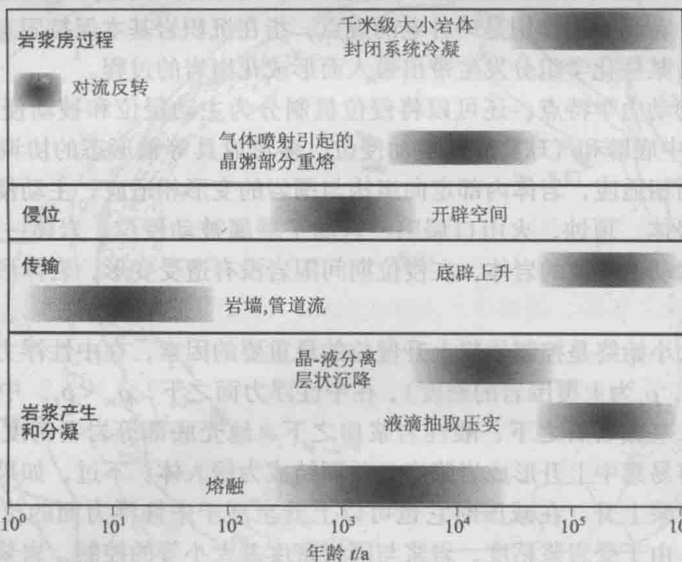


图 2-19　岩浆作用的时间尺度

（据 Dosseto et al.，2011，有修改）

南岭地区，中晚侏罗世广泛发育同时代的花岗质和中基性岩浆活动，并与大规模的 W、Sn 成矿作用关系密切。这期岩浆活动，往往形成大小不等的复式岩体。例如，南岭中段的骑田岭花岗岩基，出露面积约 520km^2。近年来在地质调查中，就在该岩体内及其接触带中发现了超大型的白蜡水锡矿床。朱金初等（2009）研究表明，该复式岩基可划分为 3 个侵入阶段（图 2-20）：第一阶段，侵位于 163～160Ma，主要为角闪石黑云母二长花岗岩，可进一步划分出菜岭、江口、竹枧水、蒋家洞和安源等岩体；第二阶段，侵位于 157～153Ma，主要为黑云母花岗岩，可进一步分解为芙蓉、将军寨、廖家洞和将军石等岩体；第三阶段，侵位于 150～146Ma，主要为细粒黑云母花岗岩，可进一步分解为荒塘岭、大山里和仙鹤抱蛋等岩体。此外，还有细粒花岗岩岩瘤和岩脉产出。

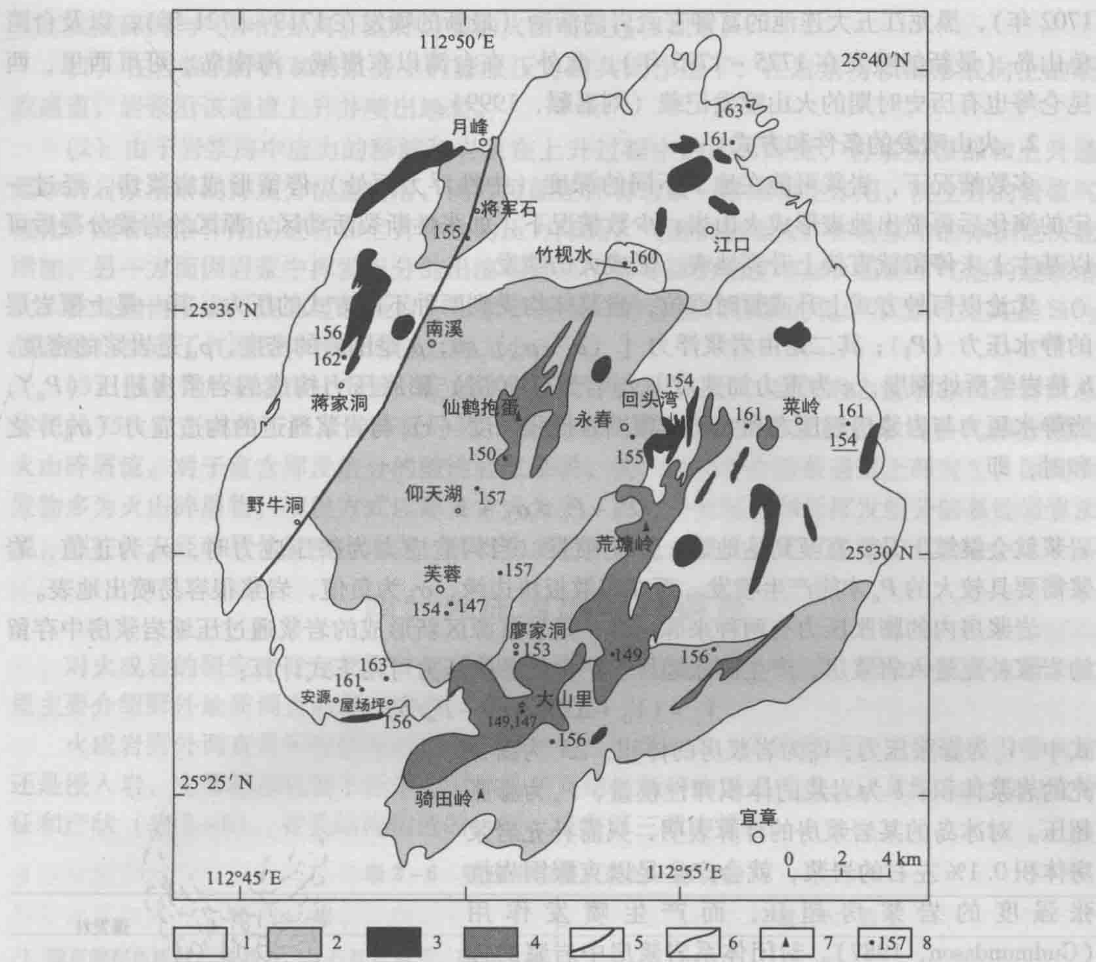


图 2-20　南岭中段骑田岭花岗岩基期次划分

（据 Zhu et al.，2009，简化）

1—第一阶段主侵入相中粗粒至中细粒斑状角闪黑云二长花岗岩；2—第二阶段主侵入相中粒斑状黑云母花岗岩；3—第二阶段细粒花岗岩岩瘤和岩脉；4—第三阶段补充侵入相细粒花岗岩；5—断裂；6—岩体界线；7—山峰；8—取样点位置和年龄值（Ma）

（三）火山作用

火山喷发是世界上最宏伟壮观的自然现象之一，也是自古以来留给人类印象最深刻的一种地质现象，它不仅形成了地壳中的重要组成——火山岩，同时造成重大的地质灾害和深远的环境影响。

1. 现代火山作用

现代火山多数是沿板块边界分布的，少数位于板块内部。其中，洋中脊产生的火山岩体积最大，喷出的玄武岩是整个大洋地壳的主要组成，其次为岛弧和活动大陆边缘的火山岩，如近代环太平洋带频繁的火山活动。不同性质的板块边界及板内环境，火山岩的形成条件有明显差别，因此，火山岩的物质组成和岩石组合也因环境不同而有所变化，因此，运用“将今论古”原则，通过火山岩的成分分析就可以认识地史时期岩石产出的构造环境。

我国历史上记载的火山活动主要有：云南腾冲钙碱性火山活动（最新的喷发在公元1609 年），吉林长白山碱性玄武岩-粗面岩-碱性流纹岩火山活动（最新的喷发在 1668～

1702 年)，黑龙江五大连池的富钾玄武岩的活动（最新的喷发在 1719 ~ 1721 年)，以及台湾龟山岛（最新的喷发在 1775 ~ 1795 年)。此外，在台湾以东海域、海南岛、可可西里、西昆仑等也有历史时期的火山喷发记载（刘嘉麒，1999)。

2. 火山喷发的条件和方式

多数情况下，岩浆可能在地下不同的深度（中性浮力面处）停留形成岩浆房，经过一定的演化后再喷出地表形成火山岩；少数情况下，如张性断裂活动区，源区的岩浆分凝后可以基本上未停留就直接上升到地表，形成火山喷发。

无论以何种方式上升或暂时就位，岩浆体均受到两种不同方式的压力：其一是上覆岩层的静水压力（P_l)；其二是由岩浆浮力［$(\rho_r-\rho_m)gh$，ρ_r是围岩的密度，ρ_m是岩浆的密度，h 是岩浆所处深度，g 为重力加速度］与岩浆体（房）膨胀压力构成的岩浆房超压（P_e)，当静水压力与岩浆房超压之和大于上覆围岩抗张强度（τ）与岩浆通道的构造应力（σ_h）之和时，即

$$P_l+P_e>\sigma_h+\tau$$

岩浆就会继续上升，直至到达地表，产生喷发。当构造应力为挤压应力时，σ_h为正值，岩浆需要具较大的 P_e才能产生喷发。而在离散板块边缘，σ_h为负值，岩浆很容易喷出地表。

岩浆房内的膨胀压力有两种来源，其一是岩浆源区新形成的岩浆通过压缩岩浆房中存留的岩浆补充进入岩浆房，产生膨胀超压。产生的膨胀压力可用下式计算：

$$V_c=(V_0+\Delta V)\exp(-P_e/b)$$

式中：V_c为膨胀压力；V_0为岩浆房的体积；ΔV 为新补充的岩浆体积；b 为岩浆的体积弹性模量，P_e为膨胀超压。对冰岛的某岩浆房的计算表明，只需补充岩浆房体积 0.1% 左右的岩浆，就会产生足以克服围岩抗张强度的岩浆房超压，而产生喷发作用（Gudmundsson，1987)。封闭体系岩浆房中岩浆的挥发分出溶和沸腾，可产生与岩浆补充等效的膨胀超压（Fisher et al.，1984)。挥发分出溶可以是因静水压力降低，使挥发分在岩浆中的溶解度降低造成的，也可以是岩浆中矿物结晶，残留熔体中挥发分过饱和出溶造成的。计算表明，当岩浆中有 0.7% 的 H_2O 出溶转变为气相时，可产生 10%（$P=2$kbar)[1] 或 60%（$P=0.5$kbar）的体积增量，如果岩浆房体积固定，岩浆房内就会产生巨大的超压，产生喷发。

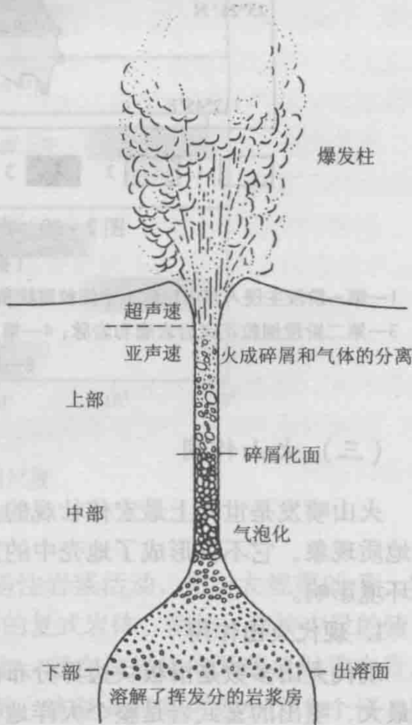


图 2－21　火山喷发过程示意
（据 Wilson et al.，1980)

火山喷发的方式有溢流和爆发两种，岩浆的性质是决定喷发方式的重要因素，同时也决定了喷出产物（火山岩）的特征和造成的灾害程度和环境影响。图 2－21 是普林尼式爆发式火山喷发过程的示意图。其中，从岩浆房到地表，由于压力的降低，挥发分的状态明显改变。在下部的岩浆房中，挥发分溶解于岩浆中；中部，挥发分从岩浆中开始出溶；而在上部，则

[1] 常用压力单位的换算关系为 1bar（巴）≈10^5Pa≈1atm，1GPa＝10^9Pa＝10kbar。

发生火成碎屑与气体的分离。这种类型的火山喷发过程如下：

（1）在岩浆的浮力和岩浆房中的膨胀压力的共同作用下，在岩浆房顶部形成向上的裂隙通道，岩浆沿该通道上升并喷出地表。

（2）由于岩浆房中应力的释放和岩浆在上升过程中的压力降低，岩浆房顶部和上升通道中的岩浆溶解的挥发分快速出溶，同时可能还伴有岩浆－潜水相互作用，使上升的岩浆气泡化。随着出溶作用的进行和上升导致的压力降低，气泡快速增大，在岩浆中的体积也快速增加，另一方面因岩浆中挥发组分的出溶和岩浆冷却导致的粘度增加，妨碍了气泡的继续增大，在气泡内形成可观的过剩压力。岩浆中挥发分的含量和岩浆的化学成分（尤其是 SiO_2 的含量）决定了气泡的体积和内应力的大小。

（3）气泡化后的岩浆上升到一定的高度（碎屑化面之上），当气泡含量增加到占岩浆总体积的75%时，或由于外压的降低导致气泡爆破，原来连续的岩浆就会形成被气体分割的火山碎屑流。对于富含挥发组分的酸性岩浆来说，这一过程将在岩浆通道上部发生，因此喷发物多为火山碎屑物，喷发方式以爆发方式为主，而对于低粘度和低挥发组分的基性岩浆来说，则往往未经碎屑化就喷出地表，喷出物多为熔岩流，喷发方式以溢流方式为主。

四、火成岩的野外调查

对火成岩的研究主要包括野外地质调查、取样和室内的岩矿测试、综合分析等方面。这里主要介绍野外地质调查的基本内容。

火成岩野外调查是所有研究的基础。野外工作的第一步，是要鉴定岩石究竟属于喷出岩还是侵入岩，主要标志包括手标本上观察的岩石结构和矿物组成特点，以及露头上的构造特征和产状（表2－6）。有关结构构造的特征，将在第三章中描述。

表2－6　喷出岩与侵入岩的一般特征

喷　出　岩	侵　入　岩
1. 除可能存在粗粒的斑晶外，岩石具玻璃质、隐晶质和微（细）粒结构，在火山碎屑岩中有岩石碎块和火山碎屑结构	1. 岩石为全晶质，具细粒－粗粒结构
2. 可见气孔和杏仁构造	2. 缺乏气孔和杏仁构造
3. 只有底部才有细粒的冷凝边出现；在喷出单元之下才会出现烘烤边和轻微的接触变质作用	3. 在侵入岩的岩体四周都可以出现冷凝边；在接触带都可以出现接触变质作用
4. 与地层常为整合接触，内部常含有沉积岩夹层，在喷出岩层不规则和碎屑化的顶部，裂隙中可以充填沉积物或上覆单元的岩石	4. 与围岩为侵入接触，岩墙和岩枝可以从岩体顶部或边部延伸到侵入体周围的岩石中
5. 上覆岩石中会出现下伏喷出岩层的碎屑	5. 岩体内可出现周围岩石的碎块或捕虏体
6. 相关岩石缺少变形	6. 岩体侵入可以引起邻近岩石发生褶皱和断裂

（据 Raymond，1995，修改）

火成岩的野外研究，涉及从研究对象本身（系统）的观察到与外部环境关系的分析，需要考察系统内部单元组成及各单元之间的相互关系、系统与外部环境之间的相互关系等。随着调查的深入，着眼点还会从岩石组成特征、相互关系的观察与描述，拓展到进一步提取有关岩石成因、形成条件、形成环境、成矿关系及区域构造控制等相关的信息。

（一）侵入岩的野外调查

侵入岩野外调查的最基本的内容是：① 火成岩体的内部组成（岩石类型）和内部构造；

② 岩体内部不同岩类或组成单元之间的关系（包括包体和岩墙、岩脉等）；③ 火成岩体的形态和大小特征；④ 火成岩体与围岩的关系；⑤ 围岩构造；⑥ 岩石成因和构造环境标志（与火成岩体侵位深度、剥蚀深度、岩浆混合、同化混染、分离结晶以及岩浆活动与区域构造关系等的地质标志）；⑦ 岩浆岩与成矿关系，等等。这里着重介绍在野外特别需要重视的几方面内容。

1. 侵入体大小、形态及空间分布

岩体的大小与岩体的剥蚀深度、同期岩浆活动的强弱程度等有关，而岩体的形态和空间分布特征常与所处构造环境相关，也受侵位机制的影响。例如，在伸展背景下侵位的岩体常常呈圆形，并截断区域构造线方向，而在造山作用中形成的岩体，往往呈带状分布，长轴走向与造山带延伸方向一致。因此，野外要注意观察火成岩的分布与区域上的构造线、断层和褶皱之间的关系。

严格说来，岩体的大小、形态和空间分布特征要在结合遥感、物探和钻探等方法，在开展详细地质填图之后才能确定。在开展野外调查之前，要尽可能收集已有的资料，尤其是矿区的勘探资料。在野外，可以从两方面着手初步分析岩体的三维形态：首先应多测量岩体与围岩接触面的产状，分析岩体向深部的变化趋势，如接触面外倾、岩体向深部变大、接触面内倾则向深部变小；其次是对岩体中的原生构造（如各种面状和线状组构，见第三章）和岩石包体的分布特征进行大量的测量和统计分析（马昌前等，1994），细致观察岩体内部的岩石结构、岩相带的变化以及接触变质带的宽窄和变化特点。例如，岩体中的流面构造和层节理（L 节理）（见第三章）常与岩体－围岩的接触面产状一致。

2. 复式岩体的侵入期次

大部分岩体是同期岩浆多次脉动或涌动侵位形成的，有些岩体还可能是时间差别很大的不同期岩浆侵位形成的复式岩体。野外调查时要注意区分同一岩体内不同期次侵入的岩石单元，并据各单元岩石间的接触穿插关系、冷凝边的发育和捕虏体的分布情况，判断其侵位的先后顺序和侵位的时间差。根据侵入时间的差别，可以将岩体或岩石单元之间的接触关系分为三类：一是超动侵入关系，是不同期岩体之间的侵入关系，因时间长，前期侵入的岩体已经完全固结并冷却，二者的接触界面较明显，可切割早期侵入体的原生和次生面理，晚期侵入的岩体边缘冷凝边发育，常见早期侵入体的捕虏体，早期侵入体中则可具烘烤边或蚀变现象；二是脉动侵入关系，是同期岩浆时间间隔相对较长的一种侵入接触关系，晚期侵入的岩浆是在前者基本固结后但尚未冷却时侵入的，接触界面清晰，但两侧的岩石不发育冷凝边和烘烤边，因两次岩浆都侵入于相近的深度，岩浆同源，在结构上变化不大，矿物组合上具有一定的联系；三是涌动接触关系，同期岩浆前后两次侵入的时间差很短，在先侵入的岩浆尚未固结的情况下，就有新的岩浆随后侵入，在两次岩浆侵入的边界附近，就会出现岩浆的混合现象，并可出现渐变过渡的接触关系。

3. 岩体内部构造和围岩构造

岩体内部构造是恢复岩体产状、剥蚀深度的依据，也能提供有关岩体侵位与区域构造发展关系（识别构造前、同构造和构造后侵入体）（马昌前等，1994）和侵位机制的重要证据。侵入体的内部构造可分为四类：一是含有晶体、包体的岩浆由于流动而产生的流面、流线构造，可以反映岩体与围岩接触面的产状（流面的产状）和岩浆的流动方向（流线的指向）；二是岩浆固结成岩阶段因冷却收缩形成的原生节理构造；三是岩体固结过程中或固结之后，由于后期岩浆的强力主动侵位（例如，热气球膨胀作用）而致先侵位岩石的变形，形成的原生片麻理和糜棱面理构造；四是岩体形成过程中或侵位之后，受区域构造的挤压作用而发生变形，出现各种面状和线状组构（片麻状构造、糜棱构造、包体的定向性等）。后两种构造

的野外特点相似，需分析这些面状和线状组构的分布规律才能加以识别。例如，构造前的侵入体，岩体的变形是后期区域构造叠加的产物，因而，构造线方向切过岩体边界，并与区域构造方向一致；而与岩体侵位有关的构造，会受岩体与围岩接触带产状的制约，而从接触带向外，与侵位有关的变形强度逐渐减弱。因此，在侵入岩区填图时，要把岩体内部构造的观察测量与围岩构造的分析结合起来，并注意将岩体内外构造的测量结果表达在图面上。

4. 岩石包体及岩墙（脉）

在侵入体内，常常会出现不同颜色、大小和形态的岩石包体（详见第九章），它们的成因复杂，能够提供有关岩浆起源、演化和侵位机制的重要信息（马昌前等，1994），值得高度重视。例如，岩浆早期结晶形成的暗色析离体（堆积包体），可以指示岩浆结晶分异过程；基性岩浆贯入酸性岩浆内时形成的暗色微粒包体（混杂包体或混成包体），可能记录了岩浆混合作用过程，反映了壳幔相互作用或**岩浆底侵作用**（magmatic underplating）；而岩浆从上升通道和围岩中捕获的捕虏体的存在，既暗示岩浆与围岩之间可能存在的同化混染作用，又可能反映岩浆的侵位与顶蚀等作用有关。在侵入体的野外调查中，要注意观察和统计包体的类型、大小（长、宽）、形态、含量和定向性，注意对不同类型的包体及包体内部不同部位的取样，并做好素描、照相和记录等工作。

许多侵入体内外，发育有大量的镁铁质岩墙群和细晶岩、伟晶岩脉，它们是壳幔相互作用、岩浆演化过程和侵位深度的记录，有的还与成矿有关。尤其是镁铁质岩墙群，被誉为认识地球动力学过程的钥匙，要加强野外产状、区域分布特征、年代学、古地磁学、地球化学、侵位机制等方面的研究，其中，岩墙群的几何形态和方向性就具有重要的构造意义（Hoek & Seitz，1995）。

5. 侵入体内部的相带划分

任何侵入体内部都不可能是完全均一的，由中心向边缘常常出现矿物组成、结构构造、包体及岩脉多寡、变形强弱等的变化。这种变化，既可能是岩浆多次侵入所致，也可能是同一批岩浆冷凝速率不同或侵位后出现分离结晶、岩浆混合和围岩混染的结果。在野外调查时，需要细致识别和追索，并标绘在地质图上。相带划分的关键是要找到易于识别的标志，例如，斑晶的大小和含量、基质的结晶程度、暗色矿物含量的变化、包体大小和含量的变化、流面流线发育的程度等，均可作为相带划分的标志。北京周口店花岗闪长岩体，就存在分相现象（见图2-17）。

6. 侵入体与围岩的接触关系及侵入时代的限定

如前所述，除断层接触不能确定岩体时代外（图2-22a），侵入接触和沉积接触都具有相对的时代意义。在观察侵入接触关系时，尤其要注意岩体所侵入的地层时代，同一侵入体的不同部位可能与不同时代的地层接触，但最新的地层应为侵入体形成时代的下限（图2-22b）。沉积接触关系的确定有重要意义，其主要标志是：① 侵入体与上覆地层间有不平整的古风化壳或侵蚀面；② 上覆地层底部有下部侵入岩的砂砾或矿物碎屑；③ 沉积地层的层理与接触面平行，且无任何热接触变质等现象；④ 靠近接触面处，岩体无冷凝边，等等。江西赣州地区的上犹花岗岩体（莫柱孙等，1980），其南部和东部与寒武系呈侵入接触关系，围岩发生热变质，形成斑点状云母角岩和长英质角岩；岩体北侧为上白垩统南雄组所覆盖，岩体西侧被中泥盆统铁扇关组沉积覆盖（图2-23）。铁扇关组底部为花岗质组成的长石砂岩、粉砂岩、粉砂质页岩互层，其下则为花岗岩古风化壳。区域内缺失志留系-下泥盆统地层。徐克勤等（1957）就根据地质标志最早确定该岩体属于加里东期花岗岩，近年来新的锆石U-Pb SHRIMP定年（毛建仁等，2007），获得了460±10Ma的年龄，进一步证明该岩体属奥陶纪中期产物。

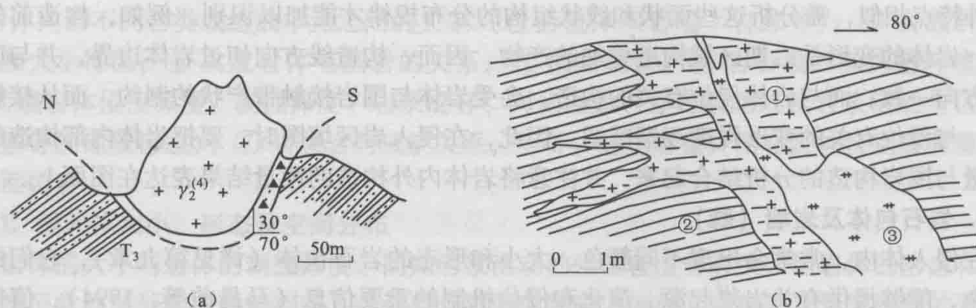


图 2－22 断层接触和侵入接触实例

（a）断层接触的实例——龙门山地区彭县三河店岩体飞来峰构造（据许志琴等，1992）；（b）侵入接触的实例——冀东马兰峪太古宙花岗岩（据贺同兴等，1992）；① 片麻状奥长花岗岩，② 石榴黑云片麻岩，③ 伟晶岩脉

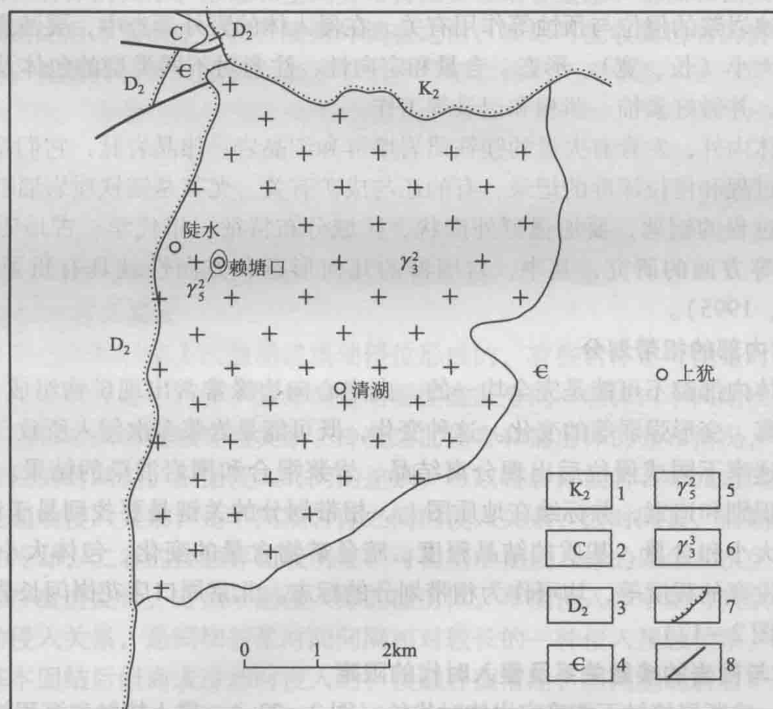


图 2－23 江西上犹花岗岩的沉积接触和侵入接触关系

（据莫柱孙等，1980）

1—上白垩统；2—石炭系；3—中泥盆统；4—寒武系；5—侏罗纪赖塘口岩体；

6—上犹岩体；7—沉积覆盖线；8—断层

侵入年龄的限定还可据其中的（次生）定向组构（片麻理）的发育情况来判断。一般来说，同一地区，片麻理发育的岩体一般较老，片麻理不发育的岩体较新，但有后期断裂带影响者例外。根据片麻理产状与区域构造线的关系，可粗略限定岩体的形成时代。例如，某一地区发育有燕山期的区域变质事件，岩体内的片麻理产状与该变质事件在前燕山期围岩中形成的片麻理产状一致，则该岩体就是在燕山期变质事件以前侵位的（前燕山期岩体）。

7. 围岩蚀变特征及矿化

岩浆固结晚期残留的热液或因气运作用集中在岩浆房顶部的热液，常与围岩发生化学反应，产生一系列物质成分、结构构造的变化，同时形成各类矿床。常见的围岩蚀变有矽卡岩

化、钾化、硅化、青磐岩化、绿泥石化、绢云母化等，特别要注意是否存在矿化现象。

（二）火山岩的野外调查

1. 火山岩剖面测量及喷发旋回、韵律的划分

火山岩剖面的测量要尽量在火山岩厚度最大、跨过火山构造的部位进行，要尽可能避开多个火山构造的喷出物叠置的部位。火山岩的分层要以喷发次数或冷却单元为单位，需注意的是，火山岩同一冷却单元的顶、中、底部，由于氧化条件、冷却条件和挥发分的逃逸难度的不同，岩石的颜色、结构、构造也会有很大的差别。例如，堆积在陆相盆中的基性熔岩，熔岩层底部因与水体接触会发育淬碎角砾岩，因缺氧而呈绿色或黑色，顶部因氧化多为紫红色，发育气孔带，中部因冷却缓慢，气孔不发育，结晶程度好，具块状构造；酸性火山岩火山灰流相堆积的凝灰岩，因顶、底与中心的冷却速度不同，就存在熔结程度的明显差别。这些特征可作为冷却单元内部的结构来描述，还可以当做很好的示顶构造，而不应将其视为不同的分层。熔岩表壳中气孔的定向特征、熔岩中的流面构造、熔结凝灰岩中的假流纹构造、熔岩中的柱状节理（垂直于熔岩层面）均可用来判断火山岩的产状。

火山岩地层剖面测量除要查清岩石组合，进行系统的取样外，另一个重要的目的是要对火山岩的喷发韵律、旋回进行划分，研究火山活动的规律。火山岩在岩相、成分、结构、构造等方面的周期性变化称为**韵律**，一个韵律是由多层岩石组成的，厚几米至几十米。划分韵律时应考虑以下几种情况：

◎*熔岩组成区*：可用熔岩成分的周期变化划分韵律，如玄武岩－安山岩－英安岩，组成一个韵律；

◎*火山碎屑岩组成区*：可用火山碎屑物的粒度粗细变化，或涌浪相－灰流相－空落相堆积的交替变化来划分韵律；

◎*火山碎屑与熔岩组成区*：可用火山碎屑－熔岩，或熔岩－火山碎屑岩组成韵律；

◎*火山碎屑与熔岩、正常沉积岩区*：可用火山碎屑－熔岩－沉积岩的周期变化组成韵律。

火山岩的韵律性变化与岩浆房内的分层、岩浆源区的补给和岩浆房内的结晶演化作用有关。对韵律的研究，有利于分析岩浆房的内部过程。

火山喷发所形成的更大的周期性变化称为**旋回**。旋回的概念相当于侵入岩中的期，两个旋回间的界线较韵律清楚，因为在旋回之间往往存在较长的时间间断。因此，可以以不整合界面或较厚的沉积夹层作为旋回的分界。一个旋回是由多个韵律组成的，厚几百米至几千米，一般以地层组（或群）为单位。不同的火山旋回在岩石的系列组合、地球化学特征上常有较大的差别，这种差别往往与构造环境的演化或转换有关。

火山岩剖面测量的另一目的是要限定火山岩的形成时代。大部分火山岩地层中都含有沉积岩夹层，要注意在沉积岩夹层中寻找有断代意义的化石，在没有沉积岩夹层或有沉积岩夹层而没有化石的情况下，就主要依靠同位素测年方法。

2. 火山岩岩相填图与火山机构研究

火山岩区地质调查的一个重要的方面，是识别和圈定出火山机构。火山机构是指构成一座火山的各个组成部分的总称，不仅包括出露在地表的各个火山岩的相，还包括地表以上的锥体和岩浆在地下的通道，与火山作用有关的环状、放射状裂隙和次火山岩体等。后面这些部分往往是火山岩矿床成矿物质的通道和重要的成矿空间。由于剥蚀和构造变动，地史时期的古火山机构已经遭到破坏，保存不完整，无法从地貌上识别，而需要通过较大比例尺的火山岩岩性－岩相填图来圈定。其中，要特别关注以下岩相的空间分布：

（1）弹射空落相的火山集块岩和火山角砾岩是近火山口和火山锥堆积的标志，这些岩石的出现表明了古火山口的存在。

（2）环状岩墙和锥状岩墙（潜火山岩）环绕火山中心（火山口）分布，是火山机构的重要组成部分。

（3）放射状裂隙（多被次火山岩充填，成为放射状岩墙）的中心指向火山口，也是火山机构的重要组成部分。

（4）酸性熔岩（多为侵出相），多成岩穹、岩钟分布在火山口或其周围，可作为火山口位置的识别标志。

（5）火山岩厚度分布的最大处往往存在火山口。

（6）熔岩流线指向的交汇处和据气孔判断的熔岩流动反方向的交汇处是火山口的位置。

（7）灰流相凝灰岩由近火山口到远火山口厚度快速变小，熔结程度降低。

（8）涌流相凝灰岩堆积距火山口的距离比灰流相者要小得多。

3. 海相与陆相火山岩

在火山岩区开展野外调查时，还要注意区分火山岩是形成于海相还是陆相环境。两种环境的岩石在岩石组合、系列和形成的构造环境方面都有差别。例如，海相火山岩可以形成于洋中脊或洋岛等环境，主要由细碧角斑岩－变拉斑玄武岩组成，而陆相火山岩可以形成于活动陆缘或陆缘弧环境（以安山岩和流纹岩为主），也可以形成于陆内裂谷环境（以碱性玄武岩和拉斑玄武岩为主）。

思 考 题

1. 温度、压力、熔体成分和挥发分含量是如何影响岩浆粘度和密度的？
2. 分析不同类型侵位机制与岩体形态和内部组成的关系。
3. 如何判断岩体内不同单元之间的先后关系？
4. 讨论火山喷发方式与产状的关系。
5. 讨论侵入岩在野外的主要研究内容。
6. 试述喷出岩在野外的主要研究方法。
7. 讨论镁铁质岩墙群的研究意义。

第三章　火成岩的矿物成分和结构构造

一、火成岩的矿物成分

火成岩中的矿物成分受控于岩浆的化学成分和结晶条件，它不仅是岩石分类命名的主要依据，而且是理解岩石的化学成分、岩石成因和成矿作用的基础。

（一）火成岩矿物的类型

1. 根据矿物形成与岩浆作用的关系划分

根据矿物形成与岩浆作用的关系，可划分为原生矿物、岩浆期后矿物和岩浆期前矿物三类。

◎*原生矿物*（primary mineral）：直接从岩浆中结晶而成的矿物，如角闪石、长石等。原生矿物内部成分和结构的变化是岩浆成分演变、形成条件和岩浆房内部过程变化的记录。

根据形成环境的不同，原生矿物又可分为高温型和低温型。一般来说，火山岩中的为高温型，深成岩中的为低温型。由于火山岩所处的高过冷度、淬火、低压、脱气、脱水和氧化条件，在快速晶出过程中，就出现高温石英（β－石英）、透长石、歪长石、高温斜长石、六方钾霞石、白榴石、易变辉石、黄长石等高温型矿物；由于冷凝快，矿物内部和矿物之间未完全达到平衡，可保留矿物环带，甚至有反应边、暗化边等结构特征。不仅斜长石可以出现环带，甚至组分扩散较快的镁铁质矿物也可出现成分环带。低温型矿物是岩浆侵入到深部的条件下，过冷度小、高压、缓慢冷却条件下结晶的产物，如出现低温石英（α－石英）、正长石、微斜长石、低温斜长石、斜方辉石等矿物，由于有较充分的时间实现成分交换，矿物的不平衡现象较少，环带不发育。

在岩浆结晶和冷凝过程中，由于所处的物理化学条件（温度、压力）的变化，原生矿物的状态会发生转变。例如，温度降低时，高温石英会变为低温的α－石英，透长石会转变为正长石，某些固溶体矿物因混溶程度降低而分解，如钾长石分解为条纹长石。

◎*岩浆期后矿物*（post-magmatic mineral）：是在岩浆完全结晶后形成的矿物。岩浆期后矿物可分两大类，一是充填于气孔和岩脉中的**热液矿物**（hydrothermal mineral），例如，气孔中充填的沸石；二是由于氧化、水化等作用而取代原生矿物的**次生矿物**（secondary mineral），例如，由辉石、角闪石或黑云母转变而来的绿泥石、纤闪石。原生矿物向次生矿物转化的方向是，从高温到低温，从还原到氧化，从缺少流体到富含流体的矿物转变。与成矿关系密切的蚀变作用，就是产生次生矿物的过程。值得注意的是，有些岩石的原生矿物已经难以辨认，但根据矿物之间特有的转换关系，以及次生矿物类型来推断原生矿物的类型。例如，玄武岩中的橄榄石在低温、氧化和水化条件下转变成伊丁石（硅酸盐与 Fe、Mg 氧化物的混合物）。次生矿物与原生矿物之间，不是等化学的转变，涉及组分的带出带入。因此，次生矿物的形成会改变岩石的化学成分。根据原生与次生矿物组合、矿物间的结构关系，可以推断矿物的转变过程、流体的性质与演化。

◎*岩浆期前矿物*（pre-magmatic mineral）：也可称为他生矿物。是来自岩浆系统以外、在岩浆结晶之前就已形成的矿物，例如，直接来自地下深部的**捕虏晶**（xenocryst）；部分可能是岩浆与围岩或捕虏体反应而成的矿物，例如，很多起源于变质沉积岩的过铝质花岗岩类

岩石中，有时能见到形态浑圆的锆石，其年龄比岩浆结晶年龄老，这样的锆石就是从岩浆源区继承下来的矿物（称为继承锆石或残留锆石）。他生矿物的识别，对于认识岩浆与围岩的相互作用和鉴别深部物质组成具有重要意义。

2. 根据原生矿物的相对含量划分

根据原生矿物的相对含量（体积分数），可划分为主要矿物、次要矿物和副矿物三类：

◎*主要矿物*（essential mineral）：指在岩石中含量高，并在确定岩石大类名称上起主要作用的矿物（图3－1）。例如，花岗岩的主要矿物是石英、钾长石和斜长石，如果缺少石英和斜长石，岩石为正长岩类；缺少石英和钾长石则为闪长岩类。

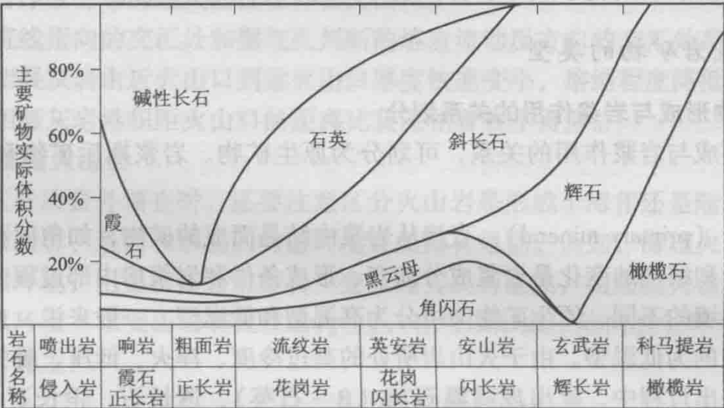


图3－1　常见火成岩的主要矿物组成

（据 Washington & Adams，1951，修改）

◎*次要矿物*（subordinate mineral）：含量小于主要矿物，可用它来进一步确定岩石的种属。例如，闪长岩中若存在次要矿物黑云母，可称为黑云母闪长岩。

◎*副矿物*（accessory mineral）：含量很少（一般 <1%），如花岗岩中的锆石、磷灰石、绿帘石（岩浆成因的）、电气石、榍石、堇青石等。如果某些副矿物的存在对划分岩石单元、确定岩石形成条件和含矿性有指示意义，也可以将副矿物名称作为前缀加在基本的岩石名称之前，如绿帘石花岗闪长岩。

主要矿物、次要矿物和副矿物是构成岩石的主要组分，称为**造岩矿物**（rock-forming mineral）。应该注意的是，某个矿物在一种岩石中属于主要矿物，在另外一种岩石中可能是次要矿物，而在其他的岩石中甚至是副矿物。

造岩矿物一般都是原生矿物，但有些副矿物可能属于他生矿物。在岩相学观察中，除了要描述主要矿物、次要矿物和副矿物外，还要注意观察其中的岩浆期后矿物的类型、特征和含量。

此外，有些矿物对划分岩石类型具有标型意义，称为**特征矿物**（characteristic mineral），如过铝质花岗岩中的堇青石、石榴子石等。

3. 根据研究手段的差异划分

根据研究手段的差异，划分为实际矿物和标准矿物。

◎*实际矿物*（modal mineralogy，mode）：在薄片或手标本上统计出的岩石中实际出现的矿物组成。

◎*标准矿物*（normative mineral，norm）：根据岩石的化学成分计算出的矿物组成，例如，CIPW 标准矿物（见第四章）。

4. 按照实际矿物的种类划分

按照实际矿物的种类，分为长英质矿物和镁铁质矿物。

◎*长英质矿物*（felsic mineral）：是长石（碱性长石、斜长石）、似长石、石英、白云母等的总称。由于这些矿物的颜色较浅，所以也称浅色矿物或淡色矿物。

◎*镁铁质矿物*（mafic mineral）：是橄榄石、辉石（单斜辉石、斜方辉石）、角闪石、黑云母和不透明矿物等的总称。这类矿物的颜色一般较深，所以又称暗色矿物。镁铁质矿物在岩石中的体积百分含量称为**色率**（color index）。色率是肉眼鉴定侵入岩的重要标志，例如，可根据色率将火成岩划分为以下几种：超镁铁质岩，色率 >90；镁铁质岩，色率为 50 ~90；中性岩，色率为 15 ~50；长英质岩，色率 <15（详见第四章）。

5. 根据标准矿物的化学成分划分

根据标准矿物的化学成分，分为硅铝矿物和铁镁矿物。

◎*硅铝矿物*（salic mineral）：这类标准矿物组分中 SiO_2 和 Al_2O_3 含量高，FeO 和 MgO 等组分含量很低，包括石英、长石、似长石。由一种或多种硅铝矿物（标准矿物）作为主要组分的岩石就叫做硅铝质岩石。

◎*铁镁矿物*（femic mineral）：这类标准矿物的 FeO 和 MgO 含量高，SiO_2 含量较低，包括橄榄石、辉石等。由一种或多种铁镁矿物（标准矿物）作为主要组分的岩石就叫做铁镁质岩石。

（二）火成岩的常见造岩矿物

火成岩中的造岩矿物主要是 Mg、Fe、Ca、Na、K 的硅酸盐、铝硅酸盐，Fe、Ti 氧化物，以及石英及其同质多象变体。常见矿物有 20 多种，其中，在岩石分类命名中起重要作用的矿物包括石英族、长石族、似长石族、橄榄石族、辉石族、角闪石族和云母族。表 3 -1 列举了火成岩中主要造岩矿物的名称、成分和产状特征。

表 3 -1　火成岩的主要造岩矿物

矿物名	英文名及缩写①	化学成分	产出及其他
硅质矿物	**Silica Mineral**		
α -石英、β -石英	α-Quartz，β-Quartz（Qz）	SiO_2	前者低温，后者高温
鳞石英	Tridymite（Trd）	SiO_2	仅见于火山岩中
方石英	Cristobalite（Crs）	SiO_2	仅见于火山岩中
碱性长石	**Alkali Feldspar**		
透长石	Sanidine（Sa）	（K，Na）$AlSi_3O_8$	含较多（Na，Al）Si_3O_8 固溶体
正长石	Orthoclase（Or）	$KAlSi_3O_8$	含（Na，Al）Si_3O_8 固溶体
微斜长石	Microcline（Mc）	$KAlSi_3O_8$	含有限的（Na，Al）Si_3O_8 固溶体
斜长石	**Plagioclase Feldspar**		
钠长石	Albite（Ab）	$NaAlSi_3O_8$	
钙长石	Anorthite（An）	$CaAl_2Si_2O_8$	
斜长石	Plagioclase（Pl）	$NaAlSi_3O_8$ － $CaAl_2Si_2O_8$	Ab - An 完全固溶体
似长石	**Feldspathiod**		
霞石	Nepheline（Nph）	$NaAlSiO_4$	产于富 Na 贫 Si 的碱性岩中

续表

矿物名	英文名及缩写[1]	化学成分	产出及其他
白榴石	Leucite (Lct)	$KAlSi_2O_6$	产于富 K 贫 Si 喷出岩和浅成岩中
方钠石	Sodalite (Sdl)	$3NaAlSiO_4 \cdot NaCl$	多见于富 Na 贫 Si 的碱性岩中
黄长石	Melilite (Mll)	$(Ca, Na)_2(Al, Mg, Fe^{2+})(AlSi)SiO_7$	产于Si不饱和岩石中
橄榄石	**Olivine (Ol)**		Fo－Fa 完全固溶体
镁橄榄石	Forsterite (Fo)	Mg_2SiO_4	常见于地幔岩、石陨石中
铁橄榄石	Fayalite (Fa)	Fe_2SiO_4	见于酸性和碱性火山岩中
石榴子石	**Garnet (Grt)**		天然 Grt 为 Alm－Prp－Sps－Grs 混合物
铁铝榴石	Almandine (Alm)	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$	产于花岗岩、火山岩中
镁铝榴石	Pyrope (Prp)	$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	主要产于超镁铁质岩中
钙铝榴石	Grossular (Grs)	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	
锰铝榴石	Spessartine (Sps)	$Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	产于伟晶岩、花岗岩中
辉石	**Pyroxene**		
斜方辉石	Orthopyroxene (Opx)	$(Mg, Fe)_2Si_2O_6$	En－Fs 固溶体
顽火辉石	Enstatite (En)	$Mg_2Si_2O_6$	产于超镁铁质岩中
斜方铁辉石	Ferrosilite (Fs)	$Fe_2Si_2O_6$	
钙质单斜辉石	Calcic Clinopyroxene (Cpx)		
透辉石	Diopside (Di)	$CaMgSi_2O_6$	产于镁铁质、超镁铁质岩中，超镁铁质岩中可能含 Cr
普通辉石	Augite (Aug)	$Ca(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ti, Al)(Si, Al)_2O_6$	产于镁铁质、超镁铁质岩中
易变辉石	Pigeonite (Pig)	$(Mg, Fe, Ca)_2Si_2O_6$	产于中性、镁铁质火山岩中
钠质单斜辉石	Sodic Clinopyroxene		
硬玉	Jadeite (Jd)	$NaAlSi_2O_6$	仅在很高压力下出现
霓石	Aegirine (Aeg)	$NaFe^{3+}Si_2O_6$	产于过碱质的岩石中
霓辉石	Aegirine-Augite (Agt)	Aeg-Aug 固溶体	产于过碱质的岩石中
角闪石	**Amphibole**		
钙质角闪石	Calcic Amphibole		
普通角闪石	Hornblende (Hb)	类似于 Act，但含 Na，并由 Al 和 Ti 替代 Mg，同时 Al 替代 Si	产于各种岩浆岩中
钛角闪石	Kaersutite (Krs)	富 Ti 的 Hb	产于某些玄武岩和镁铁质过碱质岩石中
钠质角闪石	Sodic Amphibole		
钠闪石	Riebeckite (Rbk)	$Na_2(Fe^{3+}, Fe^{2+})_5Si_8O_{22}(OH)_2$	产于过碱质岩石中
钠铁闪石	Arfvedsonite (Arf)	$Na_3Fe_4^{2+}Fe^{3+}Si_8O_{22}(OH)$	产于过碱质岩石中

续表

矿物名	英文名及缩写[1]	化学成分	产出及其他
云母	**Mica**		
白云母	Muscovite (Ms)	$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$	多见于酸性侵入岩、伟晶岩中
黑云母	Biotite (Bt)	$K(Fe,Mg)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$	为金云母-铁云母固溶体
榍石	**Sphene (Spn), Titanite (Ttn)**	$CaTiSiO_5$	见于中酸性侵入岩中
锆石	**Zircon (Zrn)**	$ZrSiO_4$	广泛存在，长英质岩石中最多
堇青石	**Cordierite (Crd)**	$(Fe,Mg)_2Al_4Si_5O_{18}$	产于低压过铝质岩石中
氧化物、磷酸盐、碳酸盐、卤化物	**Oxide, Phosphate, Carbonate, Halide**		
尖晶石族	Spinels		
尖晶石	Spinel (Spl)	$MgAl_2O_4$	产于镁铁质、超镁铁质岩中
铁尖晶石	Hercynite (Hc)	$FeAl_2O_4$	
铬铁矿	Chromite (Chr)	$(Fe,Mg)Cr_2O_4$	产于超镁铁质岩中
磁铁矿	Magnetite (Mag)	$Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$	见于各种岩浆岩中
钛铁尖晶石	Ulvospinel (Usp)	$Fe_2^{2+}TiO_4$	
赤铁矿	Hematite (Hem)	Fe_2O_3	
钛铁矿	Ilmenite (Ilm)	$FeTiO_3$	产于镁铁质、超镁铁质岩、花岗伟晶岩中
钙钛矿	Perovskite (Prv)	$CaTiO_3$	产于超镁铁质岩、碱性岩
磷灰石	Apatite (Ap)	$Ca_5(PO_4)_3(F,OH,Cl)$	
独居石	Monazite (Mnz)	$CePO_4$	富含 LREE、Th 和 U
方解石	Calcite (Cc)	$CaCO_3$	
菱镁矿	Magnesite (Mgs)	$MgCO_3$	
白云石	Dolomite (Dol)	$(Ca,Mg)CO_3$	
硫化物	**Sulfide**		
磁黄铁矿	Pyrrhotite (Po)	$Fe_{1-x}S$	
黄铁矿	Pyrite (Py)	FeS_2	
黄铜矿	Chalcopyrite (Ccp)	$CuFeS_2$	
镍黄铁矿	Pentlandite (Pn)	$(Fe,Ni)_9S_8$	
伟晶岩矿物	**Pegmatite Mineral**		
黄玉	Topaz (Tpz)	$Al_2SiO_4(F,OH)$	产于伟晶岩等岩浆期后岩脉中
电气石	Tourmaline (Tur)	复杂的含水 Na-Mg-Al 硼酸盐	产于花岗伟晶岩、热液矿床中
萤石	Fluorite (Fl)	CaF_2	产于过碱性长英质岩和伟晶岩中
蚀变矿物	**Altered Mineral**		
透闪石	Tremolite (Tr)	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$	超镁铁质岩中蚀变或退变产物，也产于接触变质岩中

续表

矿物名	英文名及缩写[①]	化学成分	产出及其他
阳起石	Actinolite (Act)	$Ca_2(Fe, Mg)_5Si_8O_{22}(OH)_2$	镁铁质岩中蚀变或退变产物
绿泥石	Chlorite (Chl)	$(Mg, Fe)_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$	镁铁矿物蚀变产物
蛇纹石	Serpentine (Srp)	$(Mg, Fe)_3Si_2O_5(OH)_4$	橄榄石、辉石等蚀变产物

注：① 矿物名称缩写据 Whitney & Evans (2010)。（据 Blatt et al., 2005; Hughes, 1982，略修改）

（三）实际矿物的含量分析

实际矿物含量分析就是从岩石薄片或手标本中直接统计出每种矿物的体积分数。统计方法有多种，包括面积法、直线法、光电扫描自动计积法和目估法等，每种方法的精确度和准确度有所不同。

面积法、直线法以及光电扫描自动计积法虽然较为精确，但比较耗时费力，有的需要依赖仪器设备。在通常的鉴定中，可以采用目估法，粗略估计岩石标本或薄片中矿物的含量。

手标本上估计矿物含量时，要选择有代表性的部位，先估计整个岩石中浅色矿物与暗色矿物的比例，然后再细分暗色矿物各种属和浅色矿物各种属的相对含量。需要注意的是，由于颗粒越小，岩石的颜色就越暗淡，初学者对颗粒细小的岩石，往往将暗色矿物的含量估计过高。

显微镜下对矿物含量的估测，须事先准备一套矿物含量对比图。先观察某种矿物所有颗粒，同时与对比图相对比，估计其百分含量。一个视域估测完后，移动薄片，在另一视域再进行同样的估测。当矿物分布均匀时，只用少数几个视域即可，若矿物分布不均匀，则须多统计一些视域，甚至几个薄片，最后计算各种矿物的平均含量。目估法虽较为粗略，但应用却很广泛。在实际工作中，只要勤学多练，经过多次实践后，目估矿物含量也可达到一定精度。有经验的地质人员估计的矿物百分含量，误差不超过5%。

有人尝试利用计算机软件确定实际矿物的含量。为确保计算机能够准确识别矿物，最好先将矿物颗粒数字化，然后运用图像分析软件确定单个矿物颗粒的面积，如 NIH Image，Adobe Photoshop 等软件。

二、火成岩的结构

岩石是由矿物、显微结晶质和玻璃质等组分组成的，这些物质可笼统称之为颗粒，它们可以以单一的晶体、多晶集合体或晶簇，以及其他微晶质或玻璃质集合体的形式出现。火成岩的**结构**（texture），就是指组成火成岩的物质的结晶程度、颗粒大小、颗粒形态、颗粒取向以及颗粒之间的相互关系。结构一般是在手标本或薄片尺度上观察。以下主要描述熔岩和侵入岩的结构，与火山碎屑岩相关的结构将在第十章中介绍。

（一）结晶程度（crystallinity）

结晶程度是指岩石中结晶质部分（矿物晶体）和非晶质部分（火山玻璃）之间的比例。

1. 全晶质结构（holocrystalline texture）

岩石完全由结晶的矿物组成（图 3 - 2a），不含玻璃质。全晶质结构表明岩石形成于缓慢冷却的岩浆系统中，使晶体有较充分的时间生长，一般为侵入岩所具有，如花岗岩。

2. 半晶质结构（hypocrystalline/hemicrystalline texture）

岩石中既有结晶矿物又有玻璃质（图 3 - 2b），半晶质结构见于火山熔岩和部分浅成岩中。

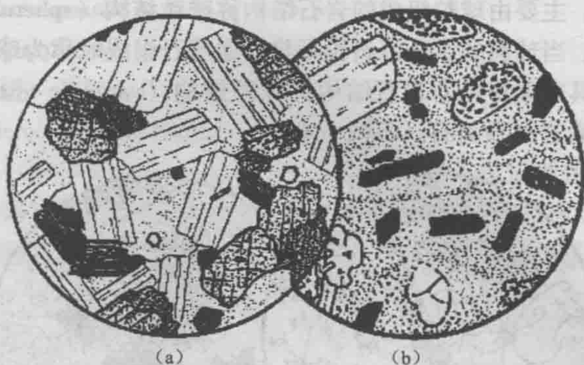


图 3－2　全晶质与半晶质结构

（据 Williams et al.，1982）

（a）全晶质结构（d＝2.5mm）：二长岩，由斜长石、正长石、石英、透辉石、角闪石和黑云母组成，副矿物为磷灰石、榍石和不透明矿物；（b）半晶质结构（d＝3mm）：英安岩，斑晶为斜长石、石英、普通角闪石、黑云母和紫苏辉石，基质为玻璃质，含有无数的雏晶斑点

3. 玻璃质结构（glassy texture，hyaline texture）

岩石几乎全部由未结晶的火山玻璃组成，又称全玻璃质结构。璃质结构见于火山熔岩和部分浅成、超浅成侵入岩边缘（冷凝边等），如黑曜岩。

在手标本上，玻璃质呈玻璃光泽，贝壳状断口，多呈现不同的颜色，如黑色、砖红色、褐色、灰绿色等。薄片中，为均质体属性，无解理或有珍珠状裂理，低负突起到中正突起，折射率取决于火山玻璃或岩石的成分。随 SiO_2 含量增大，火山玻璃的折射率降低。因此，可以依据火山玻璃的折射率，大致判断岩石的成分范围。玻璃质是岩浆快速冷却情况下形成的。由于原子的排列处于完全无序的状态，具有很高的自由能，因此玻璃质是一种十分不稳定的固态物质。随着地质时代的增长，玻璃质将逐渐转变为稳定态的结晶质，这一过程称为**脱玻化作用**（devitrification）。一般说来，中生代以前的古老火山岩中很难见到玻璃质，中生代火山岩中的玻璃质大多已脱玻化，只有在新生代火山岩中的玻璃质相对保存较好。

脱玻化作用是一个很缓慢的过程。脱玻化的最初阶段，会生长一些颗粒极细的**雏晶**（crystallite）。雏晶是开始结晶的晶芽，往往呈毛发状、棒状或球状，还没有表现出结晶物质的特征，在正交偏光下没有光性反应。按雏晶外形可分为：

◎球雏晶（globulite）：极细球状雏晶。

◎球雏晶团（globospherites）：呈紧密集合的球状雏晶。

◎串珠雏晶（margarites）：排列成链状或串珠状的球状雏晶。

◎发雏晶（trichite）：呈毛发状弯曲的雏晶。

雏晶可以是脱玻化的最初产物，也可以是岩浆快速冷却时产生的产物。若岩石主要由雏晶组成，则其结构称**雏晶结构**（crystallitic texture）（图 3－3a）。雏晶结构多见于酸性的火山岩中，如珍珠岩、松脂岩、黑曜岩等。

雏晶进一步可长成骨骼状，但仍没有形成完整的晶体，此时称为**骸晶**（skeletal crystal）。岩浆快速冷却也可以直接形成骸晶。骸晶之后长成**微晶**（microlite）。微晶已具有结晶物质的性质，在正交偏光下有光性反应，但仍无法鉴定。仅由石英和长石组成的微晶结构称**霏细结构**（felsic texture）或长英质结构。呈纤维状由一个共同的中心向外呈放射球状生长的微晶称**球粒**（spherules）（图 3－3b）。球粒在正交偏光下转动物台经常出现十字消光。球粒的成分可以由一种碱性长石组成，纤维间的空隙被玻璃所充填，也可以由碱性长石

和石英按共结比组成。主要由球粒组成的岩石结构称**球粒结构**（spherulitic texture）。球粒结构常见于酸性熔岩中。当球粒的成分由斜长石与普通辉石组成时称为球颗，球颗通常有比球粒更粗的内部构造。具球颗特点的岩石结构称**球颗结构**（variolitic texture）。这种结构多出现于基性火山岩（玄武岩）及铸石、石陨石中。

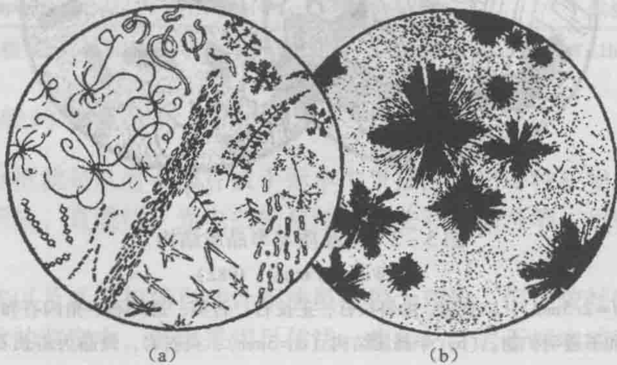


图 3－3　雏晶和球粒结构

（据孙鼐和彭亚鸣，1985）

(a) 雏晶的各种形态（单偏光）：图的左上方为发雏晶，右下方为串珠状和链雏晶，右上方为羽状雏晶，右下方为棒雏晶，下部为星状雏晶，中间为长联雏晶；(b) 球粒结构（单偏光，d＝4.4mm）：球粒流纹岩（福建仙游），球粒由放射状细纤维组成，球粒核部有时见隐晶质充填，球粒周围为霏细质

要注意的是，全晶质结构包括**显晶质结构**（phaneritic texture）和**隐晶质结构**（aphanitic texture）两种。在肉眼或放大镜下可分辨出矿物晶体者（矿物的粒径一般在1mm以上），称为显晶质结构，它属于侵入岩的结构；而只有在显微镜下才能分辨出矿物颗粒者（一般粒径小于0.2mm），称为隐晶质结构，一般为浅成岩和喷出岩所有（如霏细岩）。手标本上，隐晶质结构与玻璃质结构有时不易区分，但隐晶质结构没有玻璃质结构那样的玻璃光泽和贝壳状断口，而常常是以瓷状断口为特征。

（二）颗粒大小（granularity or grain size）

颗粒大小指的是岩石中主要造岩矿物颗粒的大小。颗粒大小的定义有多种，包括三维的颗粒大小及在平面上投影出来的颗粒大小，这里指的是颗粒在平面上的平均粒径。由于颗粒的各向异性和不同方向上粒径的差异，在不同截面上观察到的颗粒大小和分布特征就可能存在明显差别。因此，在手标本观察和磨制薄片时，要注意观察多个方向截面上的差异，使观察的面或磨制的薄片具有代表性。在进行粒度统计时，重点要集中在主要造岩矿物上。目前，对火成岩结构的定量研究获得了很大发展，但最方便进行定量研究的还是晶体的大小分布（Higgins，2006）。定量研究晶体大小分布，能提供岩浆系统的热历史以及成核和晶体生长机制的信息。

根据矿物颗粒的相对大小，可分为等粒和不等粒两类结构。然后再根据颗粒的绝对大小作进一步的划分。

1. 等粒结构（equigranular texture）

全晶质岩石中主要矿物颗粒的大小大致相等。

根据矿物颗粒的粒径，显晶质结构还可进一步划分为：

◎细粒结构（fine-grained texture）：d＝0.2～2mm；

◎中粒结构（medium-grained texture）：d ＝ 2～5mm；

◎粗粒结构（coarse-grained texture）：$d = 5 \sim 25mm$；

◎伟晶结构（pegmatitic texture）：$d > 25mm$。

隐晶质结构也可进一步分为：

◎微晶结构（microcrystalline texture）：$d < 0.2mm$；在显微镜下才能看得见晶体。

◎显微隐晶结构（cryptocrystalline texture）：晶体太小，在显微镜下也不容易分清颗粒边界。在火山岩层内部和受强烈脱玻化影响的岩石，就发育这种结构。

图3-4总结了岩石的结晶程度、颗粒大小与岩石结构的对应关系。

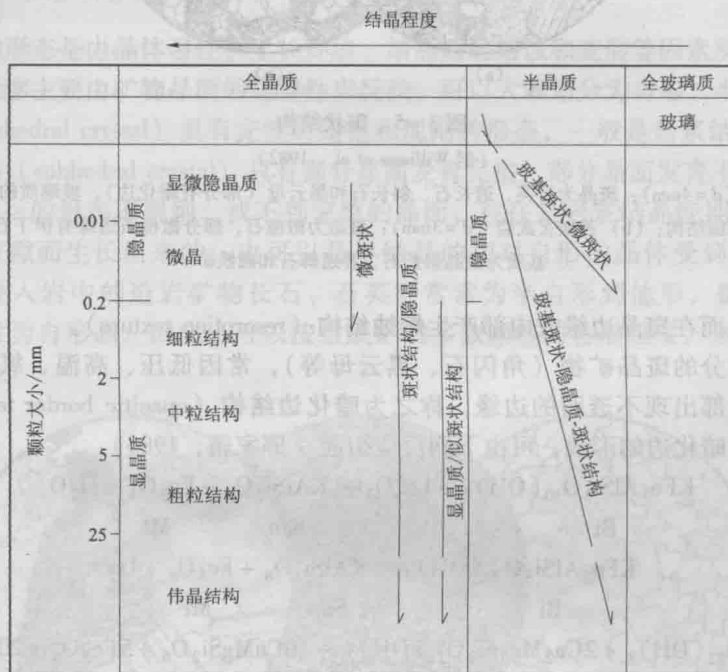


图3-4　结晶程度、颗粒大小与火成岩结构

（据 Raymond，1995，有修改）

图内箭头表示了有关结构中颗粒大小的范围

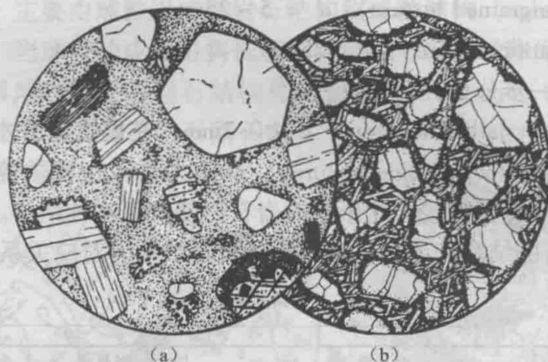
2. 不等粒结构（inequigranular texture）

岩石中几种主要矿物颗粒的大小不等。如果不同粒度的颗粒都有，形成一个连续的粒度系列，称为**连续不等粒结构**（seriate inequigranular texture）。

3. 斑状结构（porphyritic texture）与似斑状结构（porphyaceous texture）

岩石中的矿物颗粒分为大小明显不同的两群，大的称为斑晶，细小的部分称为基质。因此，这类结构实际上是一种**双峰式不等粒结构**（bimodal inequigranular texture）。按照我国的习惯用法，如果基质是由隐晶质和玻璃质组成的，就称为斑状结构；如果基质是显晶质，则称为似斑状结构（图3-5）。欧美国家很少使用似斑状结构一词，在他们的教科书中，不论基质结晶程度如何，凡是矿物颗粒大小能分成两群的，都统称为斑状结构。

按照我国习惯的用法，斑状结构常见于浅成岩和喷出岩中。斑状结构的形成与岩石结晶过程中物理化学条件的变化有关。斑晶和基质形成于不同世代，斑晶一般是在深处或岩浆上升过程中结晶的，而基质是岩浆在地表或近地表快速冷凝条件下固结和快速结晶而成的。地下深处生成的斑晶到达地表或近地表时，由于物化条件的明显变化，矿物就变得不稳定。由于压力降低会使矿物的熔点降低，加上地表氧化条件结晶放出的潜热，就会引起已结晶的矿



(a)　　　　　　　　(b)

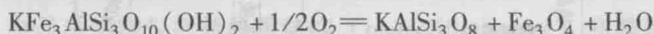
图 3－5　斑状结构

（据 Williams et al.，1982）

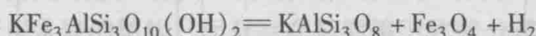
（a）流纹岩（$d=4$mm）：斑晶为石英、透长石、斜长石和黑云母（部分有暗化边），玻璃质的基质因脱玻化作用而呈霏细结构；（b）苦橄玄武岩（$d=3$mm）：斑晶为橄榄石，部分橄榄石边缘有伊丁石和磁铁矿，基质为微晶斜长石、普通辉石和磁铁矿

物遭受熔蚀，从而在斑晶边缘或内部产生**熔蚀结构**（resorption texture）。

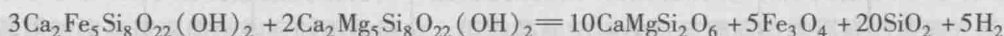
对于含挥发分的斑晶矿物（角闪石、黑云母等），常因低压、高温、氧化、脱水等原因，在斑晶的边部出现不透明的边缘，称之为**暗化边结构**（opacitic border texture）。例如，黑云母、角闪石暗化边的形成，可由下列反应引起（邱家骧，1985）：



$$\underset{\text{Bi}}{KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2} + 1/2O_2 = \underset{\text{San}}{KAlSi_3O_8} + \underset{\text{Mt}}{Fe_3O_4} + H_2O$$



$$\underset{\text{Bi}}{KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2} = \underset{\text{San}}{KAlSi_3O_8} + \underset{\text{Mt}}{Fe_3O_4} + H_2$$



$$\underset{\text{Amp}}{3Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 2Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2} = \underset{\text{Di}}{10CaMgSi_2O_6} + \underset{\text{Mt}}{5Fe_3O_4} + 20SiO_2 + 5H_2$$

暗化边由极细粒的磁铁矿和高温无水的透长石、白榴石、橄榄石、辉石等集合体组成。暗化边的存在表明，角闪石及黑云母等含挥发分的矿物在地表的低压条件下是不稳定的。因而，含挥发分矿物一般不出现于火山岩的基质之中。如果在基质中出现暗化的角闪石、黑云母微晶，一般为侵入的浅成岩。

当矿物晶体从高温变体转变成低温变体时，体积会收缩，如常压下 β－石英转变成 α－石英时，沿 a 轴方向收缩 2.1%，c 轴方向则为 1.3%。这种不均匀的收缩在熔岩和次火山岩中是快速发生的，常常使斑晶产生裂缝。在次火山作用条件下，挥发分由相对高压进入相对低压而发生膨胀释放，但又不能自由逸出地表，所以造成涡流，在滚动中使碎裂的斑晶进一步分裂，但不离散，形成**碎斑结构**（porphyroclastic texture）。它是酸性次火山岩常见的结构。

由于似斑状结构的基质为显晶质（图 3－6），故属于侵入岩的结构。斑状

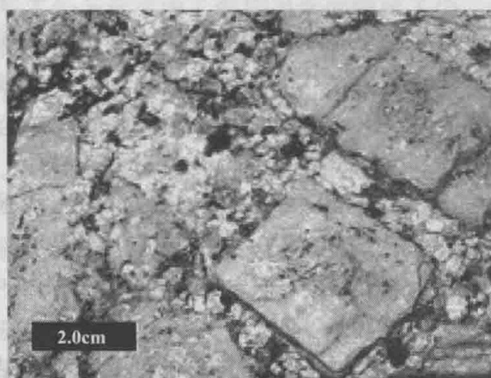


图 3－6　似斑状结构

（http：//pediaview.com/openpedia/Porphyritic）

斑状花岗岩（内华达岩基），钾长石斑晶比周围的基质矿物大得多

结构和似斑状结构的区别，除了基质结晶程度的差异外，很重要的一点是，斑状结构中斑晶与基质是不同世代的产物；而似斑状结构，斑晶与基质基本上是同一世代的产物，但结晶先后不同。似斑状结构中斑晶与基质属于同一世代的证据是：二者在结构状态和成分上都接近或一致，斑晶的边部没有熔蚀现象或暗化边；由于斑晶与基质中矿物是同时生长的，基质的颗粒往往从边缘插到斑晶中，斑晶就可能不具有平整的晶面。如果斑晶和基质矿物在大小上没有显著区别，就过渡为连续不等粒结构。

（三）颗粒形态（grain shape）

矿物颗粒的形态是由晶体习性、生长环境、结晶后的熔蚀和变形等因素所决定的。在薄片中，晶体的轮廓主要由矿物晶面的完整性来反映，可以大致划分为自形、半自形和他形三种。**自形晶**（euhedral crystal）具有完整的晶面和规则的形态，一般是岩浆结晶早期阶段的产物；**半自形晶**（subhedral crystal）只有部分晶面发育完整，部分晶面发育不完整；**他形晶**（anhedral crystal）的形态不规则，找不到完整的晶面，往往是岩浆结晶晚期阶段利用早结晶矿物之间的空隙而生长出来的，也可以是早结晶的相对自形的晶体受到熔蚀或改造的产物。例如，侵入岩中的造岩矿物长石、石英等常常为半自形到他形，锆石、磷灰石、榍石等副矿物常为自形晶。因此，可以按组成矿物多数颗粒的自形程度，来描述侵入岩的结构（图 3－7）。

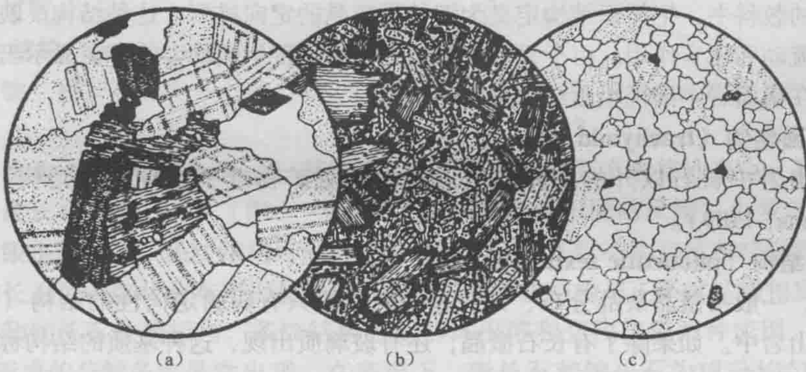


图 3－7　与自形程度有关的结构

（据 Williams et al.，1982）

（a）花岗闪长岩的半自形粒状结构（$d=3$mm）：角闪石和黑云母呈自形或半自形，在半自形斜长石和少量高岭石化正长石（图中以细点表示）间隙中充填有他形的石英颗粒；（b）云煌岩的自形粒状结构（$d=2$mm）：斑晶为透辉石和黑云母，基质中有高岭石化透长石微晶等；（c）花岗细晶岩的他形粒状结构（$d=3$mm）：石英、微斜长石、正长石、钠长石等他形晶粒交生，副矿物有角闪石和磁铁矿

1. 自形粒状结构（panidiomorphic texture）

若多数矿物为自形晶，则该岩石的结构称为自形粒状结构。在天然的岩石中，自形粒状结构罕见。有些教科书中提到的纯橄岩为“自形镶嵌等粒结构”，实际上应称为**镶嵌结构**（mosaic texture）。这种结构的岩石是由多边形的晶体所组成，属于一种变质岩的结构。

2. 半自形粒状结构（subhedral granular texture）

主要由半自形晶组成的岩石，其结构就称为半自形粒状结构。半自形粒状结构的另外一种理解是，部分晶体自形程度高，部分自形程度低。在花岗岩中，往往暗色矿物为自形晶，长石为半自形，而石英为他形，发育比较典型的半自形粒状结构，故又称为**花岗结构**（granitic texture）。

3. 他形粒状结构（allotriomorphic texture）

主要由他形晶组成的岩石就具有他形粒状结构。细晶岩常见由他形长石和石英所构成的他形粒状结构，因此这种结构又称为**细晶结构**（aplitic texture）。

（四）颗粒取向（grain orientation）

颗粒的取向是指组成岩石的矿物颗粒的定向性的强弱。在岩浆岩中，颗粒的取向主要反映了熔岩流和岩墙的流动方向、流动机制（Nicolas，1992；Simith，2002）、晶体的沉降以及岩浆的就位机制。部分定向结构是岩浆固结后构造变形（固态流动）的产物，因而，确定颗粒的取向对火山学和岩浆动力学研究有重要意义。Johannnsen（1939）描述过的火成岩中与流动有关的结构术语有十多个，**流状结构**（fluxion texture）、**纹层状结构**（laminated texture）、**线状平行结构**（linear parallel texture）、**面状平行结构**（plane parallel texture）、**线斑状结构**（linophyric texture）、**交织结构**（pilotaxitictexture）等，但有些术语目前已经归入到构造中描述，有些带有明显的成因意义而不适合作为描述性术语使用。与构造变形相关的结构，已经属于变质结构的范畴，将在变质岩部分讨论。目前，使用较多的与颗粒取向有关的典型火成结构介绍如下：

1. 粗面结构（trachytic texture）

长石微晶近平行的定向排列，就称为粗面结构（图 3－8a）。要注意的是，有些教科书尤其是国内的教科书，把粗面结构定义为钾长石微晶的定向排列。这种结构反映了在结晶过程中岩浆的流动和压实作用。由于只有微晶较多的熔岩发生流动，才容易显示出微晶的定向性，因此，在粗面岩中出现粗面结构的机会较大。

2. 似粗面结构（trachytoid texture）

是指喷出岩中长石以外的晶体或侵入岩中任意矿物近平行排列的结构（Johannsen，1939；Philpotts，1989）。

3. 交织结构（pilotaxitic texture）

国际上，一般指微晶杂乱分布、无明显定向性或只有弱的定向性的结构（图 3－8b），常出现在安山岩中。如果除了有长石微晶，还有玻璃质出现，这种基质的结构称为**玻晶交织结构**（hyalopilitic texture）（图 3－8c）。

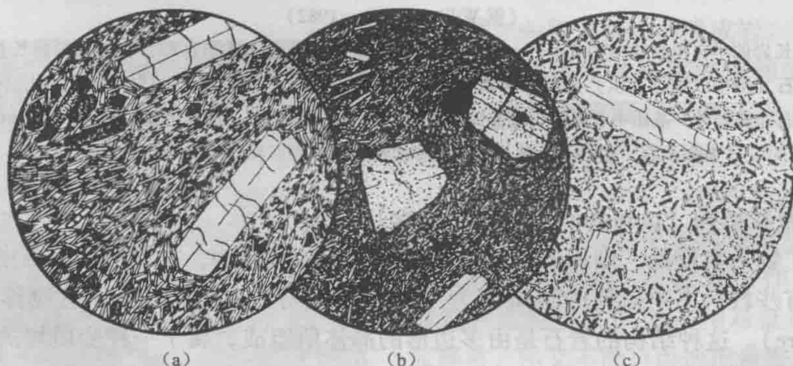


图 3－8　粗面结构、交织结构和玻晶交织结构

（据 Williams et al.，1982）

（a）粗面岩中的粗面结构（d=2mm）：斑晶为透长石和霓辉石，基质中透长石定向排列，呈粗面结构，透长石之间为霓辉石；（b）紫苏辉石安山岩中的交织结构（d=2mm）：斑晶为紫苏辉石和斜长石，基质中的长石等矿物杂乱排列；（c）辉石英安岩中的玻晶交织结构（d=2mm）：斑晶为斜长石，在杂乱排列的基质矿物之间，还有玻璃质

岩浆动力学研究表明，岩浆成因的颗粒定向性，出现在岩浆结晶的早期，即固态结晶体含量小于70%时，这时，岩浆接近牛顿流体性质，早晶出的刚性矿物会由于岩浆的运动而发生旋转和优选排列（马昌前等，1994）。但当岩浆中的晶体含量大于70%后，就具有屈服强度，表现为宾汉体的流变学行为，可以发生塑性变形。因此，岩浆成因的定向组构，矿物没有塑性变形和明显的波状消光现象，也没有碎裂、膝折等特征，而定向组构的分布，往往与样品当时在熔岩流或岩墙中所处的位置相关（图3－9）。随着岩浆的流动，原先随机分布的晶体就会出现排列方式的变化。在靠近岩墙两壁的位置，晶体的定向性明显，但岩墙中心晶体的方向仍然是随机分布的。

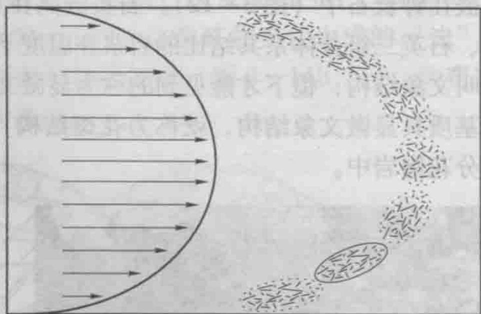


图3－9　岩墙中岩浆的流动与晶体的优选取向
（据Higgins，2006）

（五）相互关系（mutual relation）

包括矿物间的相互关系和矿物颗粒与玻璃质或隐晶质组分之间的相互关系。这样的结构类型，往往记录了矿物生长的先后顺序，或反映了元素扩散、组分之间的物质调整、分异、反应和平衡过程。

1. 交生结构（intergrowth texture）

两种矿物互相穿插，有规律地交生在一起，称交生结构。根据矿物交生的形态，还可分成：

◎条纹结构（perthitic texture）：其特征为钾长石和钠长石有规律地交生。具有条纹结构的长石叫**条纹长石**（perthite）（图3－10）。条纹结构具有不同的尺度，小至X射线才能确定，大到肉眼也能见到。条纹结构可分为正条纹结构、中条纹结构和反条纹结构。正条纹结构中客晶钠长石呈条纹状分布于主晶钾长石之中；反条纹结构与正条纹结构相反；中条纹结构中钾长石和钠长石含量相当。条纹结构有固溶体出溶和交代作用两种成因。固溶体出溶（分解）而形成的分解条纹最常出现。在高温下，钾长石和钠长石为成分均匀的完全固溶体，随着岩浆冷却，完全固溶体就变得不稳定而出溶，生成钾长石和钠长石，形成条纹结构。在岩浆期后钠质交代钾长石也可形成条纹结构。交代条纹常较新鲜，多呈不规则的树枝状、网脉状，定向性不明显，常顺裂隙、解理、边缘等处分布。

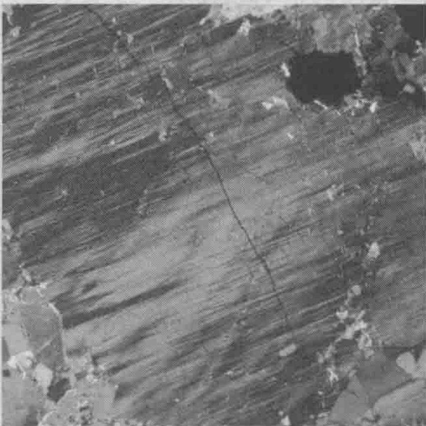


图3－10　正条纹结构（正交偏光）
主晶为钾长石，客晶为钠长石

◎蠕虫结构（vermicular texture）：其特征为许多细小的形似蠕虫状的石英，称为**蠕英石**（myrmekite），穿插交生在长石中，石英嵌晶的消光位一致（图3－11）。这种结构常见于花岗岩类岩石中。蠕虫结构主要有共结蠕虫和交代蠕虫两种成因。共结蠕虫多见于矿物接触处，钾长石中有石英蠕虫，在石英晶体中也可有钾长石蠕虫，它是石英与钾长石符合共结比时的产物。交代蠕虫是早期矿物被新矿物交代，取代过程中剩余组分析出成蠕虫，它出现于被交代矿物的残余部分。当然蠕虫结构不仅仅限于石英和长石这两种矿物，如在低铁辉

石交代了高铁辉石，也可出现含铁的蠕虫。

◎文象结构（graphic texture）：石英呈一定的外形（如尖棱形、象形文字等）有规律地镶嵌在钾长石中（图3－12）。石英嵌晶在正交偏光下同时消光。这种结构由组成相当于长石、石英二组分体系共结比的岩浆在温度下降至共结点时石英长石同时晶出形成。肉眼可见的叫文象结构，镜下才能见到的称为显微文象结构（图3－14a）。在似斑状结构岩石中，如果基质具显微文象结构，就称为**花斑结构**（granophyric texture）。文象结构常见于伟晶岩及部分花岗岩中。

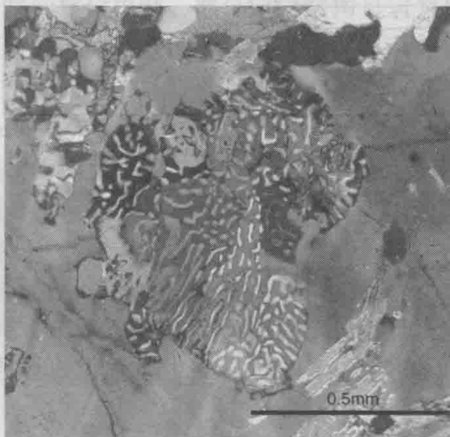


图3－11　蠕虫结构
细小的蠕虫状石英交生在斜长石中，
石英的消光位一致

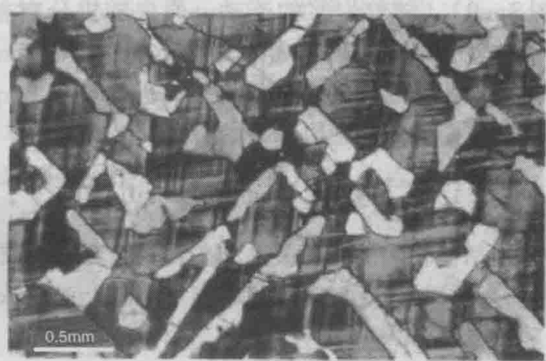


图3－12　文象结构（正交偏光）
（据常丽华等，2009）
伟晶岩，象形文字石英镶嵌在钾长石中

2. 套幔结构（mantling texture）

是指在较大的矿物核部外围，成幔状包裹有另外一种矿物的现象。套幔的矿物相可以是一个单晶，也可以是多晶集合体；既可以生长在晶体结构相同的矿物上（连续交生，如碱性长石与斜长石），也可以生长在结构完全不同的矿物上（不连续交生，如角闪石交生于石英之上）（图3－13）。除前面介绍过的暗化边结构外，反应边结构、环斑结构等都属于套幔结构。

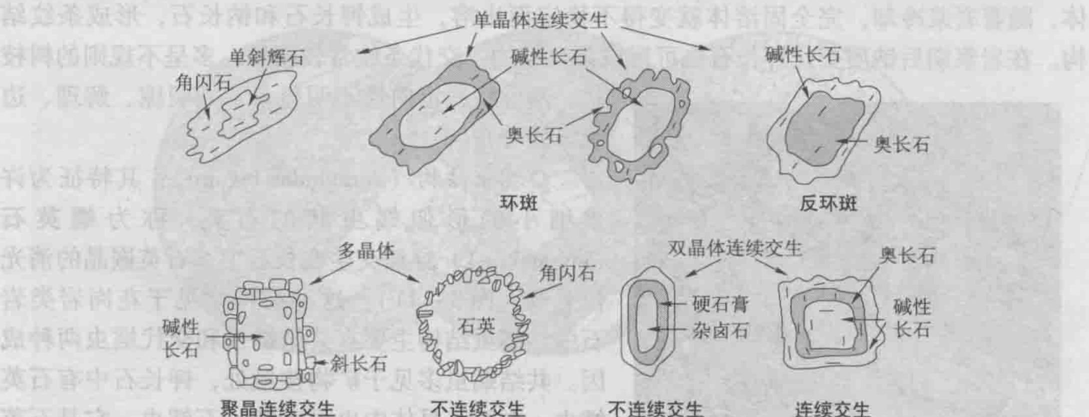


图3－13　一些典型的套幔结构
（据Hibbard，1995）

◎反应边结构（corona texture，reaction rim texture）：早生成的矿物或捕虏晶，与熔浆发生反应，当反应不彻底时，在早生成的矿物外围，形成另一种成分完全不同的新矿物，新矿

物完全或局部包围着早结晶的矿物，这种结构称反应边结构（图3－14c）。常见橄榄石具顽火辉石反应边，单斜辉石具角闪石反应边。也可出现多层反应边，如橄榄石外有辉石反应边，往外可能还有角闪石、黑云母反应边。要注意的是，**次变边结构**（kelyphitic rim texture）与反应边结构具有完全类似的形态，但次变边是由次生矿物交代生成的"边"，如橄榄石具伊丁石的次变边，尖晶石具透闪石、阳起石的次变边（图3－14b，c）。次变边是次生的反应边，在镁铁质和超镁铁质岩石中尤为常见。

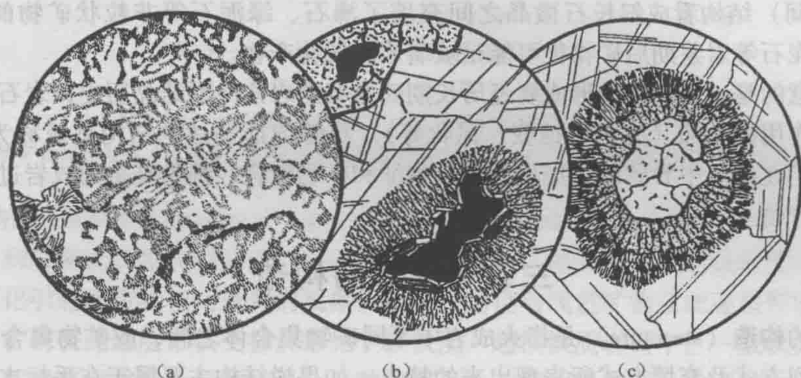


图3－14　显微文象结构、反应边结构和次变边结构

（据Williams et al.，1982）

（a）花岗斑岩中的显微文象结构（d=2mm）：可见石英和蚀变的钾长石的交生现象，下半部可见不透明矿物和云母；（b）橄长岩中尖晶石周围出现次变边（d=2mm）：在上部，绿色尖晶石包于镁铝榴石中，在下部，尖晶石外有直闪石和淡色金云母环绕，然后向外出现由纤维状透闪石、阳起石组成的次变边；（c）辉长岩中橄榄石的反应边和次变边（d=2mm）：橄榄石外面包有紫苏辉石反应边，再向外，出现由阳起石和绿色尖晶石组成的次变边，薄片其余部分为斜长石

此外，也有单斜辉石外的角闪石反应边，角闪石外的云母反应边等，这是由于早结晶的矿物往往是无水的，随着反应的进行，体系中水含量逐渐增多，生成了角闪石、黑云母等含水矿物，反映了系统中水逸度的增加。反应边矿物通常不是一个晶体，而是多个晶体的集合体。

◎环斑结构（rapakivi texture）：似斑状结构岩石中的碱性长石斑晶多呈卵球状，外面包有更长石－中长石薄壳，且岩石中的碱性长石和石英一般为两个世代的产物（图3－15）。

如果内部是更长石，外面包的是碱性长石，则称为**反环斑结构**（antirapakivi texture）。

3. 环带结构（zoned texture）

发育于一些固溶体系列的矿物中，从晶体颗粒中心向边缘呈环带状分布，但显示不同的消光位。很多矿物都可形成环带结构，但以斜长石（尤其是中长石）的环带结构最为常见，斜长石核部较基性，向边缘依次变为较酸性时，称为正环带；反之，称为反环带；成分上出现周期性重复变化的，称为振荡环带。

4. 包含结构（poikilitic texture）

在较大的矿物颗粒中包嵌有许多较小的矿物颗粒。此结构一般反映被包矿物早于包含它的矿物结晶。橄榄辉石岩中，常常见到大的辉石晶体内，包含有许多被熔蚀的浑圆

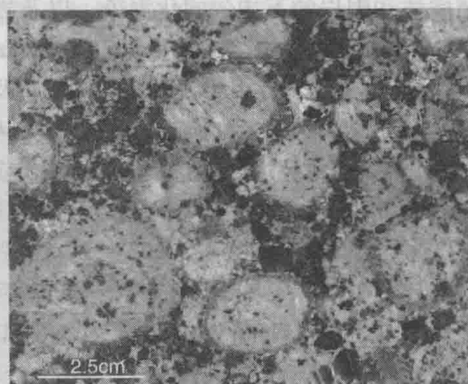


图3－15　芬兰Wiborgite的环斑结构标本照片

更长石包裹了碱性长石卵斑，碱性长石卵斑与基质中的石英、黑云母成文象或蠕虫状交生

状的小橄榄石颗粒，此时称为包橄结构。在较大的辉石中，包含有许多自形程度较高的柱状斜长石晶体，此时称为（嵌晶）含长结构。包含结构常见于超基性、基性侵入岩中。

5. 填隙（间）结构（interstitial texture）

浅成相或喷出相火成岩基质中，辉石等暗色矿物以及隐晶质、玻璃质充填于微晶斜长石粒间空隙中形成的结构。充填物均为粒状矿物时称**间粒结构**（intergranular texture），充填物为隐晶质－玻璃质称**间隐结构**（intersertal texture），二者过渡类型称间粒－间隐结构。有时也把填隙（间）结构看成斜长石微晶之间充填了沸石、绿泥石等非粒状矿物的一种结构，而沸石、绿泥石等岩浆期后矿物很可能是玻璃质脱玻化产物。

需要注意的是，火成岩的形成要经历长期而复杂的岩浆冷凝结晶历史，岩石形成后甚至还会有其他作用的叠加（变形、蚀变、风化等）。尽管前面描述的结构都统称为火成结构，但实际上我们在薄片中看到的火成岩的结构特征和矿物组合，都是复杂的成岩过程和成岩后变化的最终产物。

三、火成岩的构造

火成岩的**构造**（structure）是指火成岩中不同矿物集合体之间，或矿物集合体与其他组分之间的排列方式及充填方式所表现出来的特点。如果说结构主要属于在手标本和薄片中识别的现象，那么构造则关注更大尺度上岩石的组构特征。不过，结构与构造彼此间也有重叠，有些现象都能够同时在手标本上进行观察，部分岩石的特征既可以称为结构，也可以叫做构造（如颗粒的排列方向）。正因为如此，在英文文献中，有时把结构和构造合称为**组构**（fabric）。如果说火成岩结构能提供有关岩浆冷凝结晶的物理化学条件、矿物结晶顺序、结晶速率以及岩浆粘度等的信息，那么火成岩的构造就主要提供有关岩浆运动或流动、晶体在岩浆中运动和分异（重力下沉或漂浮）、岩浆混合以及岩石固结后的改造过程的线索。

（一）侵入岩的常见原生构造

1. 块状构造（massive structure）

又称均一构造，其特点是组成岩石的矿物在整块岩石中分布均匀，岩石各部分成分和结构均一。

2. 斑杂构造（taxitic structure）

在岩石不同部位，颜色、矿物成分或结构差别很大，显示出不均一性，杂乱无章。岩浆与捕虏体和围岩的不均匀同化混染，以及岩浆的多次侵入，均可形成斑杂构造。

3. 面状和线状构造（planer and linear structures）

以往把岩浆岩中的片状矿物、板状矿物及扁平状包体（包括捕虏体、析离体和其他微粒包体等）的平行排列的现象称为流面构造，或简称为**面理**（foliation）；而把柱状矿物和长条状析离体、捕虏体定向排列的现象称为流线构造，或简称为**线理**（lineation）。由于这种构造（或组构）既可能与岩浆流动有关，也可能是岩体侵位时岩浆与围岩间挤压作用有关，因而，在本书中，我们笼统称为面状和线状构造（图3－16）。这些构造在岩体的边缘和顶部较清楚，向岩体内部逐渐消失，面状组构一般平行于接触带，而线状组构与岩浆流动方向或拉伸方向一致。

对于与岩浆流动有关的面状组构，其中的矿物没有晶内变形现象。它们的形成，是由于流动的岩浆与接触带之间的剪切效应所致，这是因为不同形态、不同密度的矿物往往具有不同的运动速度，因此，在流动过程中就会发生**流动分异**（flow differentiation）。如果岩石中有板条状长石，就可显示似粗面结构。许多花岗岩中，大的长石斑晶就有定向性，但基质不发育流动构造。

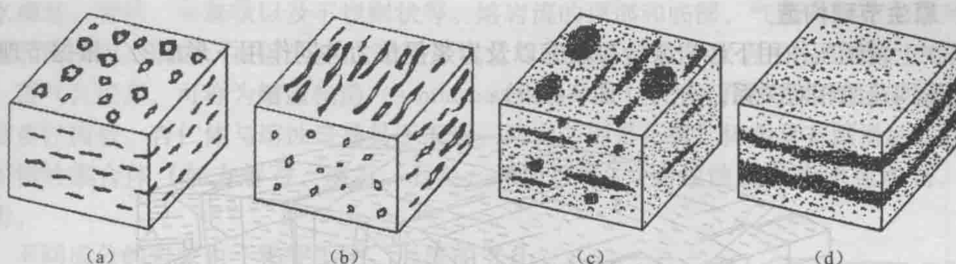


图 3-16　火成岩面状和线状组构示意图

（据 Jerram & Petford，2011）

（a）由板状晶体定向显示的面状组构；（b）由针状晶体定向显示的线状组构；

（c）由镁铁质矿物相对集中（析离体）而成的面状和线状组构；（d）由于矿物含量的变化而显示了火成层理

4. 带状构造（banded structure）或火成层理构造（igneous layering）

也可归入到岩浆面状组构中讨论，但本书中单列出来，用来指由颜色或粒度不同的矿物在含量上的变化引起的带状相间排列的现象。例如，暗色与浅色矿物彼此逐层带状交替，或是粒度不同的矿物彼此逐层带状交替。常见于镁铁质-超镁铁质岩石中。一般认为，火成层理是矿物晶体从岩浆中重力分异的结果，这种情况下，与沉积岩类似，粒度较大、密度较高的矿物集中在层的底部，而粒度较小和比较轻的矿物分布与层的顶部。不过，有些火成层理是近于直立的，这时似乎用晶体的重力分异就很难解释，而认为可能与**扩散**（diffusion）作用有关。实验研究证明，**里泽干戈环**（Liesegang ring）现象就是扩散作用的结果。

5. 球状构造（orbicular structure）

球状构造也属于火成层理构造的一种特殊类型，岩石中的球状或椭球状矿物集合体是由长英质和镁铁质层围绕核呈同心带状排列而成的（图 3-17），内部的核既可以是岩石中的斑晶矿物，也可以是外来物质的碎块。每个层厚约数毫米，而球体的直径可达数厘米。球状构造在多种岩石中都有产出，但在花岗岩中最为常见。例如，我国北京密云、河北赤城等地分布有球状花岗岩体。据认为球状构造有两种成因，一种是矿物围绕核心发生韵律性结晶作用的结果，另一种与扩散作用有关。

6. 晶洞构造（miarolitic structure）和晶簇构造（drusy structure）

在侵入岩中形成近圆形空心孔洞，称为**晶洞**（miarolitic cavities）。晶洞大小不一，直径可至数厘米或数十厘米不等。晶洞一般被看做在岩浆冷却过程中，体积收缩而成；也可能是岩浆凝固时产生气体逸出的结果。如果在晶洞壁上生长着排列很好的自形晶（图 3-18），称晶簇构造。研究表明，晶洞构造和伟晶岩是在压力为 0.1~0.2GPa（3~5km 深）条件下形成的。


图 3-17　花岗岩的球状构造

（据 Philpotts，1989）


图 3-18　花岗岩的晶洞及晶簇构造

（山海关后石湖山环状杂岩体）

7. 原生节理构造

是在上覆围压作用下经岩浆冷凝收缩以及岩浆侵位力共同作用下形成的。根据节理与流面、流线构造的相对关系，分为（图 3 – 19）：

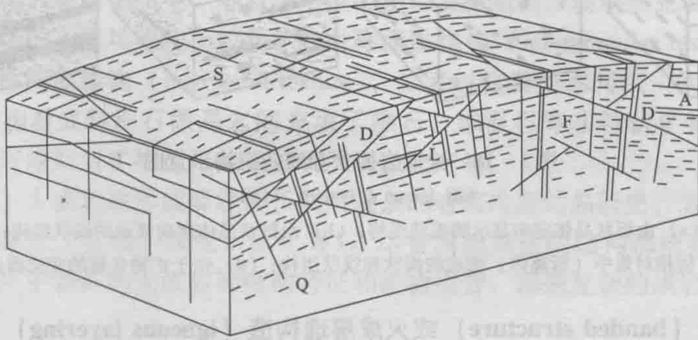


图 3 – 19　侵入岩原生节理构造示意图

（据 Cloos，1922）

F—流线；L—层节理；S—纵节理；Q—横节理；D—斜节理；A—岩脉

◎横节理（cross joint）：又称为 Q 节理，垂直流线的陡倾斜节理，节理面粗糙，裂开宽度较大，延伸较短，并常被脉岩或矿脉充填。

◎纵节理（longitudinal joint）：又称 S 节理，它平行于流线而垂直于流面构造，节理多细密，节理面平滑，一般无充填物。

◎层节理（horizontal joint）：又称 L 节理，节理面平行流面（并与接触面一致）和流线，倾角一般不大，较平整，有时可见岩脉或矿脉充填。

◎斜节理（diagonal joint）：又称 D 节理，它是与流线、流面构造斜交的，常成两组出现，具有剪切节理特点，常有错动，它常常切割矿脉或岩脉。

原生节理与次生节理的区别是，原生节理限于分布在岩体之中，不切穿岩石中的矿物颗粒，且与岩体流动构造之间有着密切的关系。相反，次生节理是成岩后形成的，因而不受岩体流动构造控制，可以切穿岩体进入到围岩中，或分布于断层附近，并可以切碎侵入岩中的矿物颗粒。要指出的是，对每个岩体，并非这几类节理都能同时发育。在北京周口店岩体中，原生节理围绕岩体中心，在平面上呈同心环状和放射状分布（图 3 – 20），这是岩体侵位后岩浆冷凝收缩的反映。

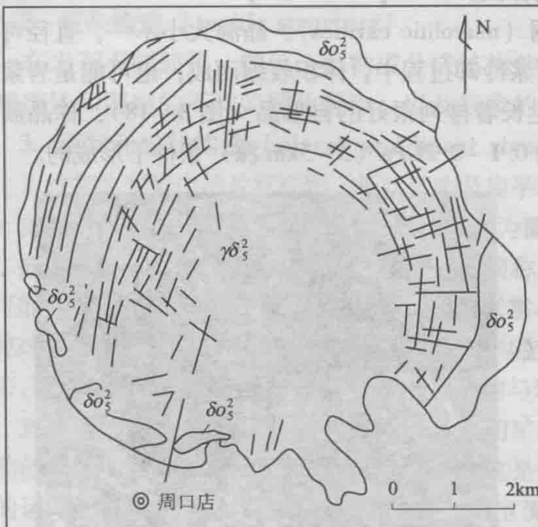


图 3 – 20　北京周口店岩体的节理分布

（据 Ma et al.，1996）

（二）喷出岩的常见原生构造

1. 气孔和杏仁构造（vesicular and amygdaloidal structures）

气孔和杏仁构造是喷出岩中常见的构造，主要见于熔岩层的顶部（底部较少）。气孔构造是在富含气体的岩浆喷溢到地面时，由于压力降低，气体发生膨胀和逃逸，当岩浆凝固后而在熔岩中保留下来的一些空洞。气孔的形状有圆形、椭圆形、云朵状、

倒水滴状、管状、串珠状以及不规则状等。熔岩流的顶部和底部，气孔的形态和排列方向都可能有所不同。例如，在熔岩流底部可形成管状孔洞，这是下伏岩层中气体上升运动的结果。若气孔很多，可称为**熔渣构造**（scoriaceous structure）。当气孔被岩浆期后矿物充填，即形成杏仁构造。杏仁体与熔蚀斑晶易于混淆，两者区别是：杏仁体多具有圆滑的轮廓，是次生矿物的集合体（如方解石、沸石、石英、绿泥石等）；而熔蚀斑晶为原生矿物，其轮廓曲折。

不同成分的岩浆由于粘度不同，形成的气孔特点也有差别。粘度较小的基性岩浆形成的熔岩中，气孔较圆；粘度较大的酸性岩浆形成的熔岩中，气孔多为不规则形状。此外，同一层熔岩的不同部位，气孔分布的特点也不一样，一般顶部气孔大而多且较圆；底部气孔较不规则，有时沿熔岩流方向被拉长成弯曲管状，气孔的拉长方向，指示着岩浆的流动方向；中部气孔少，形成致密层（图3－21）。因此，根据气孔分布特点可以判断火山岩地层的顶底。

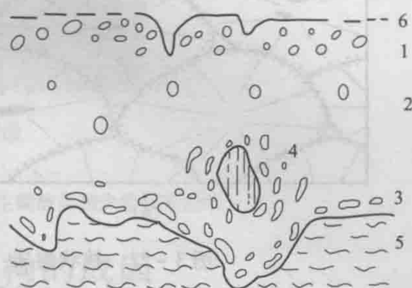


图3－21　熔岩中气孔形态与分布特征（据陶奎元，1976）

1—熔岩顶部气孔；2—熔岩中部气孔；3—熔岩底部气孔；4—熔岩中角砾周围气孔的分布；5—熔岩底盘起伏；6—熔岩顶部开口裂隙切断气孔带

2. 枕状构造（pillow structure）

是海相玄武岩熔岩流中相对多见的一种构造，在陆地的湖河相环境中同样能形成。例如，我国汉诺坝地区的古近－新近纪陆相玄武岩中就有枕状构造。当热的熔岩自海底溢出或进入到水体中后，遇水淬冷，形态转变为椭球状、袋状、面包状或枕状，固结后成为枕状体。独立的（个别相连）枕状体被沉积物、火山物质及玻璃质胶结，形成枕状构造。枕状体具有玻璃质冷凝边，可见呈同心层状或放射状分布的气孔，中部有空腔，也有放射状节理（图3－22a）。这些特点可与球状风化相区别。枕状构造也见于陆相湖、河盆地及雨天喷发的熔岩里。在侵入于潮湿地层中的浅成侵入岩中也可见。由于在3000m深处的海水中，压力足以阻止溶解的气体出溶，而浅部则有利于形成气孔。因此，可以利用气孔含量粗略估计熔岩流所在的水体的深度。一般，当水深小于500m时，气孔含量达10%～40%，当水深达到1000m时，气孔含量低于5%。此外，枕状构造可有效指示火山岩层的顶底，这在研究蛇绿岩套时十分重要。

要注意的是，枕状熔岩与一些历史时期形成的**绳状熔岩**（pahoehoe lava）的剖面特点可能不容易区分（图3－22b），在野外观察时要特别注意。绳状熔岩也是玄武岩冷凝时常见的构造，例如在夏威夷，绳状熔岩就十分常见。它是由流动性高的玄武岩外表冷却而内部仍处于熔融状态下形成的。一般的绳状熔岩沿流动方向都呈弧形弯曲或呈链形排列，弧顶多指向熔岩流动方向。与枕状熔岩不同，绳状熔岩气孔呈同心环状分布；而枕状熔岩可见放射状节理，黑色玻璃质冷凝边，岩枕间充填沉积物及玻璃质碎屑，气孔分布于岩枕中或岩枕边部。

3. 流纹构造（rhyolitic structure）

是酸性熔岩中最常见的构造（图3－23）。它是由不同颜色、不同成分的条纹、条带和球粒、雏晶的定向排列，以及拉长的气孔等表现出来的一种流动构造，是在熔浆流动过程中形成的。流纹构造不仅见于流纹岩中，也可见于粗面岩、英安岩中。在浅成侵入体、次火山岩体边缘和一些岩脉的两侧也可见到。

4. 柱状节理（columnar joint）构造

这是喷出岩中的原生节理构造，多见于厚层状基性熔岩中，但中酸性熔岩及不同成分的

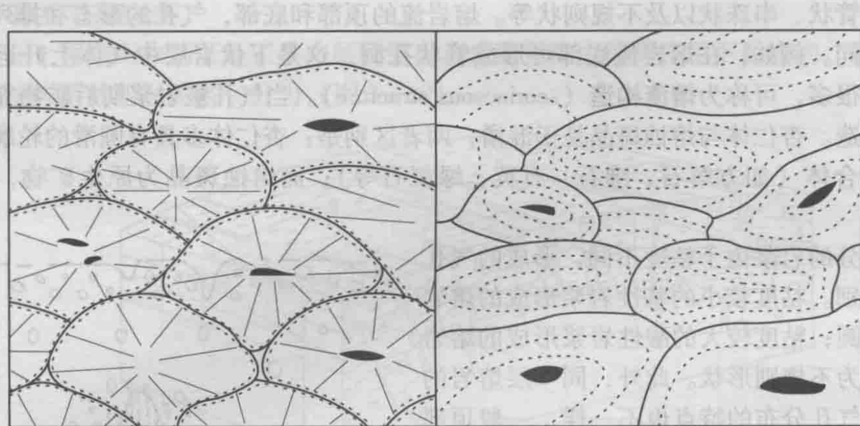


图3－22　枕状熔岩（a）与绳状熔岩舌状体（b）的对比

（据 Jerram & Petford，2011）

（a）断线代表枕状体的玻璃质包壳的内边界线，而直线代表了冷凝时产生的放射状节理，注意在枕状体之间可能有沉积物充填；（b）断线表示由于熔岩舌状体冷凝而产生的同心状气孔分带性。两图中黑色的部分一般为气体逃逸后留下的空腔，但在古老的熔岩流中，这样的空腔常被次生物质所充填

次火山岩、浅成岩和熔结凝灰岩中都能见到。呈规则的多边形长柱体。由于冷凝作用，刚固结的岩石中产生垂直收缩方向的张性裂隙，形成垂直于接触面的张节理，彼此夹角近乎120°，结果产生横切面呈六边形的柱状节理，若节理发育受到限制，也可形成五边形或四边形的柱状节理（图3－24）。福建牛头山新生代石英拉斑玄武岩及吉林长白山天池新生代火山岩中都发育有完好的柱状节理构造。

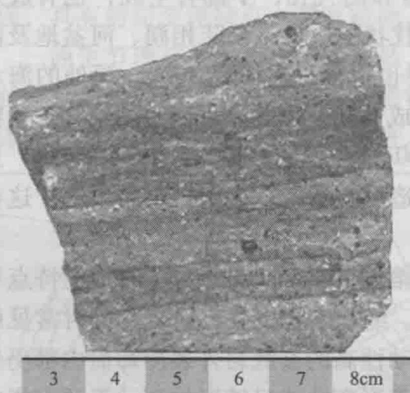


图3－23　流纹构造（河北张家口）

（据王人镜）

不同颜色的玻璃质条带和拉长的气孔显示出流纹构造



图3－24　柱状节理（云南腾冲第四纪火山岩区）

5. 石泡构造（lithophysa structure）

由于酸性熔岩凝固时气体多次逸出，并且在冷凝过程中冷凝体积收缩，产生的具有空腔的多层同心球状体，称为石泡（图3－25）。石泡每层常由放射纤维状长英质组分组成，空腔内常有微细的次生石英、玉髓等矿物充填。



图 3-25 石泡构造

（据文霞）

每一球层为微粒状长英质组成，层间被次生碳酸盐和少量石英充填

四、火成矿物和结构的成因

在冷凝速率和降压速率较高的条件下，岩石结构、矿物的结晶顺序和化学成分，都会受到结晶动力学效应的深刻影响。

（一）成核与晶体生长

岩浆结晶过程中，晶体的形成可分为晶核生成（成核）和晶体生长两个阶段。目前，岩石学中发展了晶体大小分布理论，试图通过测量岩石中最终的颗粒大小分布，来反演岩浆固结过程中的成核和生长速率的变化规律（Higgins，2006）。

1. 成核作用（nucleation）

成核作用包括非均匀成核作用和均匀成核作用两种类型。在非均匀成核中，晶核必须通过与液相接触的固体（杂质或气泡）表面起作用才能形成。而在均匀成核作用中，不需要借助于外来物质，原子或分子可直接聚集为晶核。有人认为，在液－固相变系统中，只要初始液体中造晶元素的浓度足够大，才可能出现均匀成核作用。例如，在缓慢冷凝的岩浆中，橄榄石晶体可以发生均匀成核作用，但伟晶岩中的电气石，就常常是在岩脉的顶、底板与围岩的接触部位通过非均匀成核作用而产生。一般来说，均匀成核比非均匀成核更难发生。

晶核的形成和晶体最初的生长，往往不是在液相线温度，而是在低于液相线温度的过冷状态下进行的。液相线温度（T_A）和实际结晶温度（T_B）之间的差值，就称为**过冷度**（subcooled temperature）（ΔT），即 $\Delta T = T_A - T_B$。

产生过冷度的原因主要是：① 矿物结晶时，离子之间需要进行调整、迁移、组合，由于岩浆粘度较大，离子之间扩散与组合受到阻力，不能在正常结晶温度下顺利析出，而产生过冷状态。② 结晶开始后，放出结晶潜热，使刚晶出的晶体重新熔化。晶体要析出，就需要下降到更低的温度。

岩石结晶过程中过冷度的大小主要取决于结晶环境和所存在的矿物。

当形成的晶核达到某一临界值时，才会自发长大，否则，晶核就不稳定。晶核稳定的临界大小与过冷度有关。在液相线温度时，临界大小为无限大，形成的晶核不稳定；过冷度较大时，临界大小较小。组分的活动性也影响晶核的形成。扩散系数太小，就不利于成核。过冷度的大小一般受溶液中先存的晶体（或杂质）和新生的晶体的相似程度的控制（图 3-26a），用二晶体所成的二面角（θ）来表示其相似程度。对于均匀成核作用，$\theta = 180°$。在理想情况下，假定形成的晶核是半径为 r 的球形。亚稳定相中的原子或分子转变成稳定固相中的原子或分子的相变会产生自由能的变化，理想情况下主要由体自由能的变化和界面能（面自由能）的改变组成。因此在成核的相变过程中，体系总的自由能（ΔG）的改变如图 3-26a 所示。

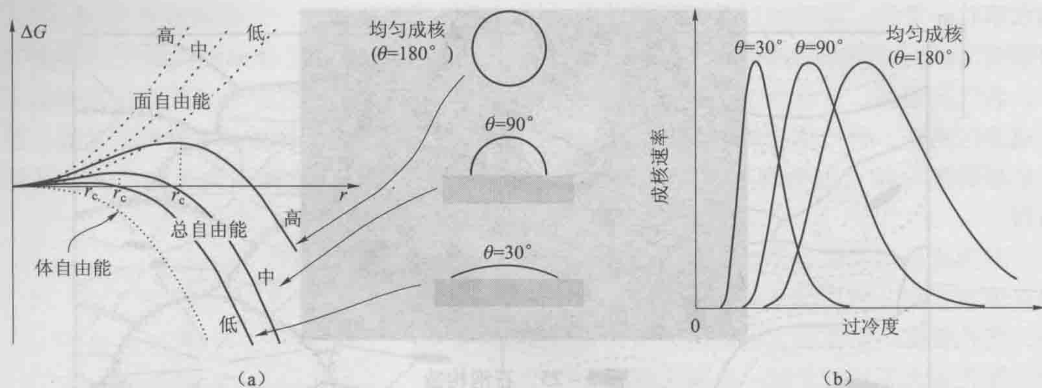


图 3－26 晶核成核和生长过程中自由能与成核速率的变化

（据 Higgins，2006）

（a）球形晶核长大时自由能的变化，其中，面自由能为随半径递增的正值；在过冷的条件下，体自由能为随半径递减的负值。体系总自由能等于面自由能（界面能）和体自由能之和，均匀成核时，面自由能高，零界半径最大。非均匀成核面自由能较低零界半径也要小得多，图中只给出二面角为30°和90°时的情况。（b）均匀成核，过冷度很小时成核速率为零，随着过冷度增加，成核速率快速增加达到峰值后开始下降。与均匀成核相比，非均匀成核中过冷度对成核速率的影响较弱

在某一半径 r_c 处，自由能达到极大值，这个半径 r_c 称“临界半径”。在自然情况下，自由能的变化趋势总是 $\Delta G \rightarrow 0$ 的。因此，当 $r < r_c$ 时，晶核不能稳定存在；只有当 $r > r_c$ 时，晶核才能稳定存在，晶体才能继续生长。将达到临界半径的晶核，称为**临界晶核**（critical nucleus）。

在一定温度下，溶液中形成的“临界晶核”的几率会随温度的降低而快速上升。临界晶核失掉一个原子，便会不稳定；而若得到一个原子将变成稳定晶核。因此临界晶核是否会变成稳定晶核也存在一个“几率”问题。一个原子要从液相中迁移到晶核上，就必须要有一定的活化能来克服势垒。也就是说，临界晶核形成晶核的可能性与具有的活化能的原子数成比例。溶液中具有活化能的原子也存在一个几率问题，即过冷度越大，具有活化能的原子越少。单位时间、单位体积内产生的晶核数目，称为**成核密度**（nucleation density），代表了熔体自发形成晶核能力的大小，从侧面反映成核速率。

另外，成核速率还受到岩浆粘度、温度、氧活度的影响。实验证明，镁铁质岩浆中橄榄石和氧化铁矿物比辉石更容易成核，而辉石成核又比长石和石英容易得多。

2. 晶体生长（crystal growth）

在岩浆固结过程中，系统中两相共存，一个是固相（晶体），另一个是熔体和气相，后者称为环境相或流体相。因此，晶体生长就是环境相转变为晶体相的相变过程。相变过程中释放或吸收的热，称为相变潜热。从原子尺度来看，每时每刻都有大量原子离开结晶界面进入环境相，同时又有大量的原子从环境相进入界面上晶格中的结晶位置，导致晶体长大。单位时间内晶体粒径增长的线度大小，称为**晶体生长速率**（crystal-growth rate），单位为 cm/s 或 μm/s。

扩散速度是晶体生长的一个控制因素。晶体生长时，流体成分会不断发生改变，如果没有源源不断的物质迁移到晶－液界面处，晶体生长速度将会明显下降。离子扩散以及流体对流使得结晶作用继续下去。制约扩散的因素有温度、压力、水逸度、氧逸度、扩散介质以及元素性质。温度越高，扩散系数越大；扩散系数会随压力增大而减小；水逸度大，能加快系统中离子的扩散速度；氧逸度对过渡型金属离子的扩散速率有明显的影响。原子在固相中扩散要比液相中慢得多，不同的矿物中离子扩散速度有别。斜长石中原子扩散很慢，因而结晶和冷凝过程中易保留环带；橄榄石和辉石中原子扩散速度相当快，在侵入岩中较少见环带，只在喷出岩冷却快速的条件下，才能保留环带。同一矿物，在不同的结晶学方向上扩散速率也是有差别的。对硅酸盐熔体来说，熔体的成分对扩散速度的影响较大。一般来说，熔体的

聚合程度愈高，其中的离子的扩散系数越小，如橄榄拉斑玄武质熔体（1300℃）中扩散系数为 $2.5\times10^{-7}cm^2/s$，而对于黑曜岩熔体（900℃）来说，扩散系数为 $6.1\times10^{-10}cm^2/s$。因不同成分的熔体具有不同的结构，而熔体结构对熔体中组分的扩散能起重要制约作用。另外，元素性质也会影响扩散速率。一价离子的扩散速率随着离子半径的增加而减小。对于二价、三价离子来说，离子半径对扩散速率没有什么影响。随着离子电荷的增加，扩散速率降低。

成分复杂的熔体中，随着结晶作用的进行，一些化学成分会逐渐减少，在晶－液界面和周围流体间会形成成分梯度。成分梯度的陡缓要视结晶速度和扩散速度而定。若晶体生长很慢，周围熔体则有充分的扩散时间；若由于快速冷却而导致扩散速度急剧下降，则会停止结晶，周围物质也不会再起作用。

3. 过冷度与结晶程度及矿物颗粒大小的关系

图 3－27 为理想的成核速率及晶体生长速率曲线图。当过冷度很低时，成核速率（N）低，生长速率（G）高，形成数量少个体大的自形晶；若过冷度中等，成核密度和生长速率都较大，往往形成数量较多个体较小的自形晶；过冷度进一步增大，则形成一些骸晶或枝晶到球粒（图 3－28）；过冷度达到极限时，成核作用停止，形成大量玻璃。

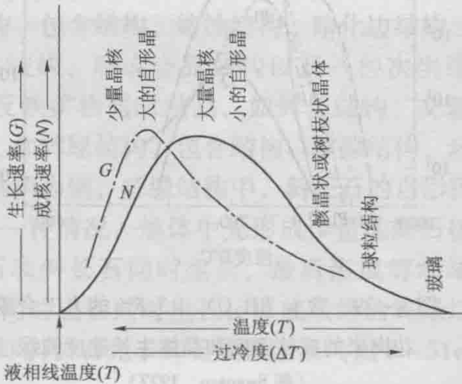


图 3－27　成核速率和晶体生长速率随过冷度的变化曲线

（据 Vernon，2004）

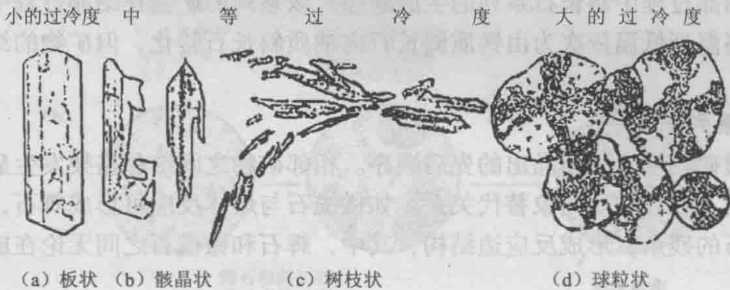


图 3－28　在不同过冷度下斜长石晶体形态的变化

（据 Lofgren，1980，有修改）

Swanson（1977）实验研究了花岗岩岩浆结晶时，石英、碱性长石、斜长石的成核密度及晶体生长速率与过冷度的关系。图 3－29 表明，不同矿物的曲线变化趋势是一致的。首先，在过冷度相当低的情况下，没有自发晶核的形成，无晶体晶出。当过冷度增大时，开始有少量晶核产生，晶体也开始缓慢生长。当过冷度继续增大，成核密度越大，晶体生长速率也越快，易形成粗粒结构。过冷度增大到一定程度后，成核密度基本上保持稳定，但晶体生长速度却随过冷度的增加而迅速下降，于是岩石依次出现中粒、细粒结构和隐晶结构。当过冷度增大到相当大时，这时岩浆来不及形成晶核即已经迅速凝固，形成玻璃质。

（二）鲍文反应原理

鲍文反应原理是鲍文等（1922）根据玄武质岩浆冷却结晶过程的人工实验提出的。主要内容是：在岩浆结晶过程中，先析出的矿物因物理化学条件的改变与剩余岩浆发生反应，

使成分发生变化并产生新的矿物；随着温度的降低，反应继续进行，便有规律地产生一系列矿物。这个矿物系列称为鲍文反应系列，如图 3－30 所示。

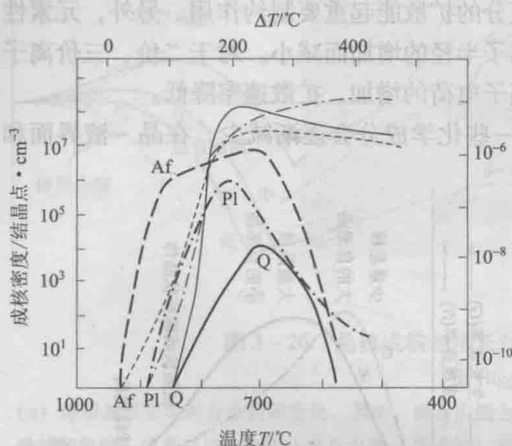


图 3－29　含 $w(H_2O)=3.5\%$ 的人工合成花岗岩的成核密度和晶体生长速度曲线

（据 Swanson，1977）

Pl—斜长石；Af—碱性长石；Q—石英。粗线—生长速度；细线—成核密度

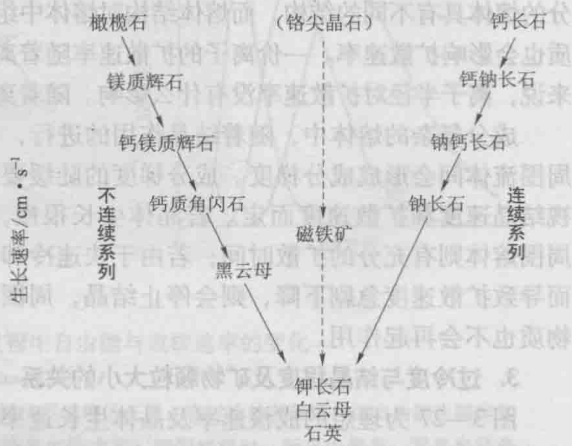


图 3－30　鲍文反应系列

（据 Bowen et al.，1922）

1. 连续系列

反映岩浆结晶过程中斜长石系列的生成顺序。该系列的矿物在结晶过程中成分上有连续渐变关系。从高温到低温依次为由钙质斜长石向钠质斜长石转化，但矿物的结晶格架不发生大的改变。

2. 不连续系列

表示镁铁质矿物从岩浆中晶出的先后顺序。相邻矿物之间结晶格架发生显著的变化，在上下两类矿物间不存在类质同象替代关系。如橄榄石与熔体反应可形成辉石，反应不完全时还可保存橄榄石的残余，形成反应边结构，其中，辉石和橄榄石之间无论在成分还是结构上都是不连续的。

随着岩浆的冷却，就同时从岩浆中析出一种斜长石和一种镁铁矿物，两者互相独立地进行。两个系列之间位于同一水平的矿物可以构成共结关系，共结物成分相当于某类岩石的主要矿物成分。两个分支在下部汇合成简单的不连续系列，石英是系统最后结晶的产物。

鲍文反应原理能够解释以下岩石学现象。① 玄武岩浆经过分离结晶作用可形成较酸性的变种。② 岩浆中造岩矿物的结晶顺序及共生规律：位于反应系列上部的矿物早结晶，结晶温度高；位于反应系列下部的矿物晚结晶，结晶温度较低。两个系列中温度相当的矿物如辉石与基性斜长石可以共生，角闪石与中酸性斜长石共生，等等。③ 同化混染作用：由于温度高低的不同，较基性岩浆能熔化较酸性的捕虏体，反之则不能，除非酸性岩浆处于过热状态。④ 斜长石的正环带结构及暗色矿物的反应边结构。

鲍文反应系列是火成岩研究中的一项重要成就，对于分析钙碱性岩浆中矿物的一般共生规律是很有意义的；也有助于解释火成岩的成因和多样性。但自然界中岩浆结晶情况要比鲍文反应原理复杂许多，因而鲍文反应系列也有其局限性。

五、火成结构的成因意义

（一）与结晶顺序有关的结构

矿物结晶顺序受岩浆的成分、压力以及挥发分（尤其是水）的控制。岩石的结构有时候能反映结晶顺序，例如，可从以下四方面结构入手：① 斑晶和基质的关系；② 反应边结构、环斑结构等套幔结构；③ 包含关系；④ 矿物的自形程度。

一般用以确定矿物结晶顺序的结构有斑状结构、包含结构、熔蚀结构、暗化边结构、辉绿结构、填隙结构、辉长结构、文象结构、蠕虫结构、后成合晶结构以及一些次生结构（出溶、固溶体分离、次生蚀变）等。它们有的反映矿物同时结晶，如辉长结构、文象结构、蠕虫结构等；有的反映了矿物生长有先有后，如辉绿结构、包含结构、填隙结构、环带结构，等等，但具体运用时要十分慎重。以辉绿结构为例，辉绿结构中，斜长石的自形程度高于辉石。对此的解释就有三种（图 3 – 31）。第一种情况，熔体中先形成少量的辉石核并开始生长，接着形成大量的斜长石核，然后辉石和斜长石同时生长，最后形成辉绿结构（图 3 – 31a）；第二种情况，熔体中辉石和斜长石同时成核同时生长，形成最终的辉绿结构（图 3 – 31b）；第三才是传统上假设的结晶顺序，即斜长石先于辉石成核生长（图 3 – 31c）。

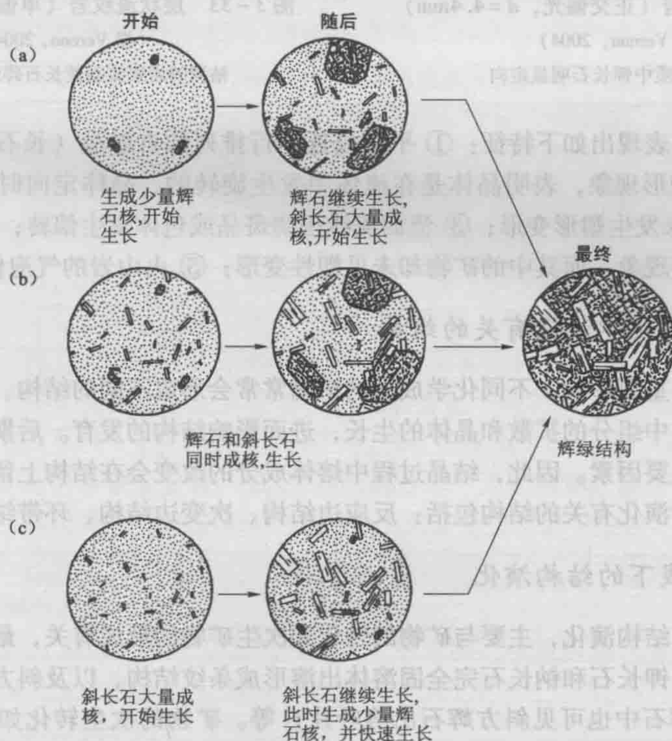


图 3 – 31　辉绿结构的三种成因

（据 Best，2003）

总之，成核与晶体生长受多种因素影响，但岩浆结晶都符合能量法则，即同一成分体系中，从岩浆中消耗能量最小的矿物先结晶出来。由于结晶顺序受成核和生长的先后、快慢等影响，在实际分析时，不能简单根据自形程度等来判断先后顺序，而要将结构特征与地质产状、实验研究（相图等）等方面结合起来综合分析，才能得到比较可靠的矿物结晶顺序。

（二）与岩浆流动有关的结构（组构）

许多火成岩都表现出岩浆流动的特征，特别是在火山岩中，岩浆流动时形成的结构构造表现得较为明显（图3－32）。在全玻璃质结构中可以看到清晰的流线（图3－33），流线是通过微晶定向表现出来的。侵入岩中岩浆流动的痕迹很难观察，但从一些片状、针柱状矿物和包体的排列能够显示清晰的岩浆流动组构。在有些堆晶岩中，定向斜长石环绕橄榄石生长，反映压实作用或岩浆晚期流体逐渐增加的过程。



图3－32　粗面岩（正交偏光，$d=4.4$mm）
（据Vernon，2004）
斑晶和基质中钾长石明显定向



图3－33　层状流纹岩（单偏光，$d=1.5$mm）
（据Vernon，2004）
粘稠的岩浆流动使长石碎斑发生偏转

岩浆流动组构表现出如下特征：① 平行或近平行排列的自形晶（长石、角闪石、橄榄石等）缺少晶内变形现象，表明晶体是在流体中发生旋转的，晶体定向时未受到强大的应力作用；② 包体未发生塑形变形；③ 流面流线围绕斑晶或包体发生偏转；④ 镁铁质岩浆流动过程中发生分层现象，而其中的矿物却未见塑性变形；⑤ 火山岩的气泡伸长定向。

（三）与岩浆化学演化有关的结构

成分对结构有重要影响，不同化学成分的矿物常常会形成不同的结构。受成分控制，岩浆粘度会影响熔体中组分的扩散和晶体的生长，进而影响结构的发育。后期流体的成分则是影响次生结构的主要因素。因此，结晶过程中熔体成分的改变会在结构上留下印迹。

常见的与化学演化有关的结构包括：反应边结构、次变边结构、环带结构等。

（四）固相线下的结构演化

固相线下岩石结构演化，主要与矿物的转化和次生矿物的形成有关，最特征的是矿物的出溶现象。例如，钾长石和钠长石完全固溶体出溶形成条纹结构，以及斜方辉石中出溶单斜辉石叶片（单斜辉石中也可见斜方辉石出溶叶片）等。矿物的次生转化如橄榄石变为伊丁石，橄榄石、辉石的蛇纹石化，辉石、角闪石、黑云母可转化成绿泥石，钾长石、斜长石变成粘土矿物和绢云母等。

思考题

1. 举例说明原生矿物、岩浆期后矿物、岩浆期前矿物、主要矿物、次要矿物、副矿物的含义。

2. 对比侵入岩和喷出岩在矿物特点上的差异。
3. 铁镁矿物与镁铁质矿物是否为同义语？硅铝矿物与长英质矿物是否为同义语？
4. 简述深成岩、浅成岩和喷出岩在结构构造上的异同。
5. 试述可以从哪几个方面来划分岩浆岩的结构类型，并列举能反映岩浆矿物结晶顺序的结构。
6. 试用鲍文反应序列解释斜长石的正环带构造。
7. 简述过冷度大小与矿物晶体自形程度和粒度大小的关系。

第四章　火成岩的化学成分、物理性质及分类

一、火成岩的化学成分

地壳中所有元素差不多在火成岩中均有发现，但其含量很不相同。以下分别从主量元素、微量元素和同位素三方面来展开讨论。此外，对化学成分与矿物成分的关系、岩石系列划分、标准矿物计算和岩石化学成分的仪器分析方法进行简要论述。

（一）主量元素（major element）

主量元素是指地幔和地壳的主要组成元素，在各类岩石中均可出现。它们通常表示为氧化物形式，包括 SiO_2、TiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、FeO、MnO、MgO、CaO、Na_2O、K_2O、P_2O_5 和 H_2O，各氧化物质量分数一般大于 0.1%，其总和占火成岩平均化学成分的 98%（表 4-1，表 4-2）。

表 4-1　地幔、地壳及火成岩的平均化学成分（w_B/%）

氧化物	地幔①	大洋壳②	大陆壳③	岩浆岩平均④
SiO_2	45.2	49.4	60.6	59.12
TiO_2	0.71	1.4	0.7	1.05
Al_2O_3	3.54	15.4	15.9	15.34
FeO	8.45	10.1	6.7	6.54
MnO	0.14	0.3	0.1	0.12
MgO	37.48	7.6	4.7	3.49
CaO	3.08	12.5	6.4	5.08
Na_2O	0.57	2.6	3.1	3.84
K_2O	0.13	0.3	1.8	3.13
P_2O_5	—	0.2	0.13	0.3

注：① 据 Ringwood，1975；② 据 Ronov，1976；③ 据 Rudnick & Gao，2003；④ Clark，1924。

表 4-2　世界上代表性火成岩的化学成分（w_B/%）

岩石	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	CO_2
纯橄岩	38.29	0.09	1.82	3.59	9.38	0.71	37.94	1.01	0.20	0.08	0.20	4.19	0.25	0.43
二辉橄榄岩	42.52	0.42	0.11	4.80	6.96	0.17	28.37	5.32	0.55	0.25	0.11	1.27	0.03	0.08
斜长岩	50.28	0.64	25.86	0.96	2.47	0.05	2.12	12.48	3.15	0.65	0.09	1.17	0.14	0.14
碧玄岩	44.30	2.51	14.70	3.94	7.50	0.16	8.54	10.19	3.55	1.96	0.74	1.20	0.42	0.18
玄武岩	49.20	1.84	15.74	3.79	7.13	0.20	6.73	9.47	2.91	1.10	0.35	0.95	0.43	0.11
辉长岩	50.14	1.12	15.48	3.01	7.62	0.12	7.59	9.58	2.39	0.93	0.24	0.75	0.11	0.07
粗面玄武岩	49.21	2.40	16.63	3.69	6.18	0.16	5.71	7.90	3.96	2.55	0.59	0.98	0.49	0.10
橄榄粗安岩	50.52	2.09	16.71	4.88	5.86	0.26	3.20	6.14	4.73	2.46	0.75	1.27	0.87	0.15

续表

岩石	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	CO_2
粗安岩	58.15	1.08	16.70	3.26	3.21	0.16	2.57	4.96	4.35	3.21	0.41	1.25	0.58	0.08
安粗岩	61.25	0.81	16.01	3.28	2.07	0.09	2.22	4.34	3.71	3.87	0.33	1.09	0.57	0.19
安山岩	57.94	0.87	17.02	3.27	4.04	0.14	3.33	6.79	3.48	1.62	0.21	0.83	0.34	0.05
闪长岩	57.48	0.95	16.67	2.50	4.92	0.12	3.71	6.58	3.54	1.76	0.29	1.15	0.21	0.10
英云闪长岩	61.52	0.73	16.48	1.83	3.82	0.08	2.80	5.42	3.63	2.07	0.25	1.04	0.20	0.14
花岗闪长岩	66.09	0.54	15.73	1.38	2.73	0.08	1.74	3.83	3.75	2.73	0.18	0.85	0.19	0.08
流纹岩	72.82	0.28	13.27	1.48	1.11	0.06	0.39	1.14	3.55	4.30	0.07	1.10	0.31	0.08
花岗岩	71.30	0.31	14.32	1.21	1.64	0.05	0.71	1.84	3.68	4.07	0.12	0.64	0.13	0.05
粗面岩	61.21	0.70	16.96	2.99	2.29	0.15	0.93	2.34	5.47	4.98	0.21	1.15	0.47	0.09
正长岩	58.58	0.84	16.64	3.04	3.13	0.13	1.87	3.53	5.24	4.98	0.29	0.99	0.23	0.28
响岩	56.19	0.62	19.04	2.79	2.03	0.17	1.07	2.72	7.79	5.24	0.18	1.57	0.37	0.08

（据 Le Maiter, 1976）

火成岩中各种氧化物含量变化范围：SiO_2 34% ~75%，少数可达 80%；Al_2O_3 10% ~20%，在纯橄岩中较低；MgO 1% ~15%；CaO 一般 0~15%，但在某些辉石岩中达 23%。两种铁的氧化物变化范围 0.5% ~15%，FeO 一般高于 Fe_2O_3。两种碱金属氧化物中的 Na_2O 在某些纯霞石岩中高达 19.48%，一般 0~15%；K_2O 在某些白榴岩中可达 17.94%，但一般岩石中不高于 10%，而且常低于 Na_2O。TiO_2 很少超过 5%，一般为 0~2%；P_2O_5 很少超过 3%，一般为 0~0.5%；MnO 很少超过 2%，一般为 0~0.3%。H_2O 有 H_2O^+ 和 H_2O^- 之分，H_2O^+ 代表结晶水及化合水，H_2O^- 代表吸附水（加热到 110°C 时，全部逸去），某些结晶岩石含 H_2O 3% ~5%，一些火山玻璃可含高达 10%。一般来说，含 H_2O 为 2% 以上的岩石常常由次生变化所引起。在进行岩石主量元素分析时，除主成分氧化物的含量外，通常还要测定其**烧失量**（loss on ignition, LOI）。烧失量又称灼减量，是指在灼烧过程中所排出的结晶水、碳酸盐分解出的 CO_2、硫酸盐分解出的 SO_2，以及有机杂质被排除后损失的物质的量。

火成岩中各主要氧化物之间关系密切，其变化遵循一定的规律。SiO_2 与其他氧化物具有一定的相关关系（图 4-1）：MgO、TFeO 与 SiO_2 成负相关，K_2O、Na_2O 与 SiO_2 成正相关，Al_2O_3 和 CaO 的关系较为复杂。Al_2O_3 在超基性岩中大量增加，在中性和酸性岩中基本上与基性岩一样，保持相对稳定。CaO 在基性岩中大量增加，至中性岩、酸性岩中则逐渐减少。为了对比岩石之间的化学特征，岩石学中常常会用到以下的成分指数和图解。

1. 酸度（acidity）

即岩石中的 SiO_2 含量。SiO_2 在主量元素中含量最高，对岩浆及火成岩的物理化学性质及矿物组成的影响最大。根据 SiO_2 含量把火成岩分为四类：

◎*超基性岩*（ultrabasic rock）（SiO_2 <45%）

◎*基性岩*（basic rock）（SiO_2 45% ~52%）

◎*中性岩*（intermediate rock）（SiO_2 52% ~63%）

◎*酸性岩*（acidic rock）（SiO_2 >63%）

习惯上对 SiO_2 含量高者称酸性程度高或酸度大，也叫基性程度低；反之，对含量低者，称酸度小，也可称基性程度高。

2. 全碱与碱度

Na_2O、K_2O 在地幔和地壳中的含量差别显著（表 4-1），二者对源区的组成、部分熔

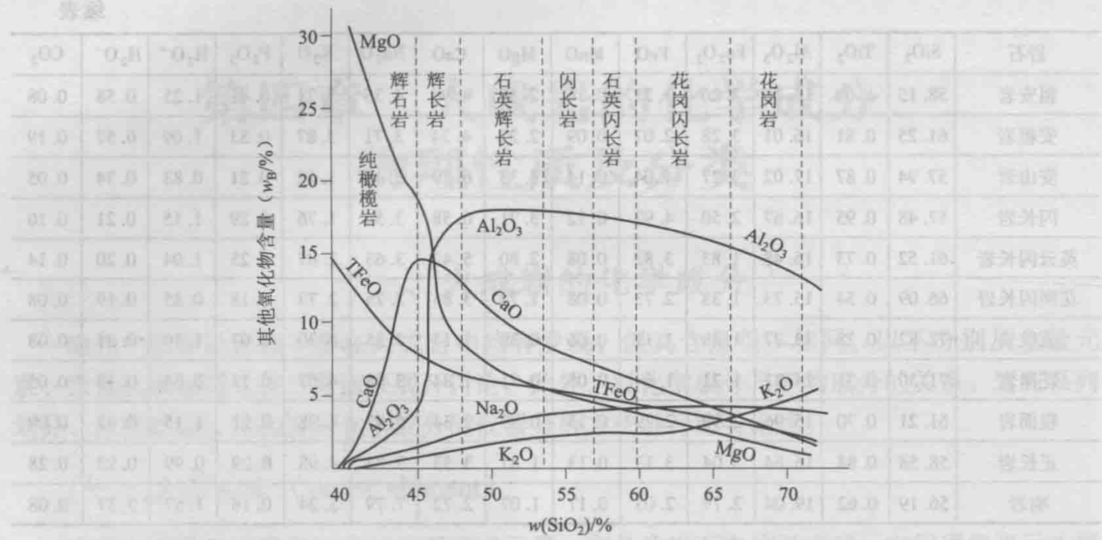


图 4-1 火成岩中几种氧化物与 SiO_2 含量关系

融程度的变化以及岩浆的演化过程反应敏感，在火成岩的研究中意义重大。通常把 Na_2O + K_2O 在岩浆中的含量称为全碱（Alk）含量，而把岩石中碱的饱和程度称为**碱度**（alkalinity）。岩石的碱度与碱的含量虽有联系，但这两个词的含义不同。在火成岩中，常用碱含量与 SiO_2 含量的相对关系来对火成岩进行碱度及系列的划分。

◎*里特曼指数*：确定火成岩碱度最方便的指标是里特曼指数或称组合指数（δ）：$\delta = (K_2O + Na_2O)^2/(SiO_2 - 43)$（$w_B$,%）。$\delta$ 越大，碱性程度越强。$\delta < 3.3$ 者称为**钙碱性岩**（calc-alkaline rock），$\delta = 3.3 \sim 9$ 者为**碱性岩**（alkaline rock），$\delta > 9$ 者为**过碱性岩**（peralkaline rock）。

◎*图解方法*：例如，根据 Irvine & Baragar（1971）的 **SiO_2 -（$Na_2O + K_2O$）图解**（简称为硅-碱图，或 TAS 图，图 4-2），可将火成岩划分为碱性系列（A）和亚碱性系列（S）。本书主要采用这种方法来划分岩石系列。

3. 铝饱和指数（ASI 值或 A/NKC 值）

在花岗岩类岩石学研究中，一般将 Al_2O_3 分子数与 $CaO + Na_2O + K_2O$ 分子数之和的比值称为铝饱和指数（或称为山德指数）（分子数的计算方法是：假定某岩石的 Al_2O_3 含量为 14.27%，由于 Al_2O_3 的分子量为 102，则得到 Al_2O_3 分子数为：A = 14.27/102 = 0.14）。A/CNK > 1.0 的岩石称为**过铝质**（peraluminous）岩石（其中，A/CNK > 1.1 的岩石称为强过铝岩石）；A/CNK < 1，$CaO + Na_2O + K_2O > Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$ 的岩石称为**准铝质**（metaluminous）岩石。$Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$ 的岩石称为**过碱质**（peralkaline）岩石（图 4-3）。

4. 镁数（magnesium number）或镁值（$Mg^{\#}$）

其定义为 $Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})$ 的摩尔数比值。常作为玄武岩浆结晶分异和判断幔源原生岩浆的指标。

5. 变异图

通常以 SiO_2 或 MgO 等氧化物作为自变量（横坐标），其他氧化物、微量元素或同位素作因变量（纵坐标）来投点作图，其中，以 SiO_2 为横坐标者通常叫做**哈克图解（Harker diagram）**。也可根据研究的需要，选用由多种氧化物或标准矿物计算的参数，如分异指数

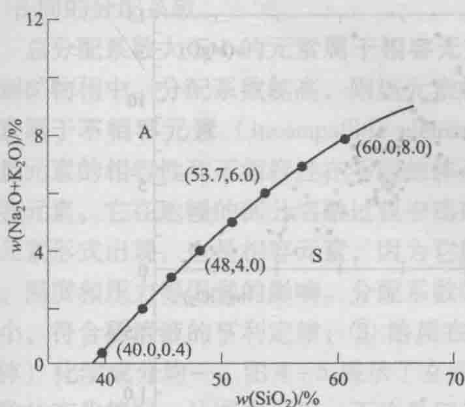


图 4-2　$SiO_2-(K_2O+Na_2O)$图解

(Irvine & Baragar, 1971)

A—碱性系列；S—亚碱性系列

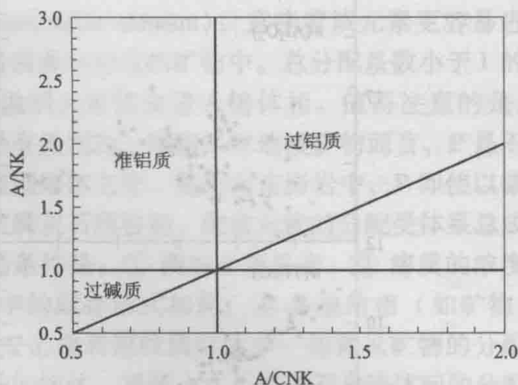


图 4-3　A/CNK-A/NK 图解

$A/CNK = Al_2O_3/(CaO + K_2O + Na_2O)$，分子数比值；

$A/NK = Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$，分子数比值

(DI = 标准矿物 Q + Af + Ab + Ne + Kp + Lc)，碱度率［$AR = (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)/(Al_2O_3 - CaO - Na_2O - K_2O)$］等作为自变量。由同源岩浆演化的一组岩石投点应具有较好的相关性，图 4-4 为山东莱芜地区中生代侵入岩的氧化物变异图解，虽然因后期蚀变，每种氧化物不能连成一条圆滑的曲线，但其变化范围仍显示出与 SiO_2 有较好的相关性。

通过成分变异图，可以初步分析一个地质体内密切共生、成分变化较大的火成岩之间是否存在成因联系，提供有关岩浆分异演化的信息。例如，检验分离结晶或岩浆混合作用，确定结晶作用的特点等。不少岩石学文献都用哈克图解中的线性趋势来判断岩浆结晶分异的存在。然而，哈克图解上的线性变化趋势是多解的：线性趋势既可以由单矿物分异产生，也可以是二相分离或简单混合（岩浆混合和混染）的表现。曲线趋势可能反映了结晶矿物为复杂的固熔体，或是二相**共结结晶作用**（cotectic crystallization）或同化作用的表现。而折线趋势则可能是由于有新相添加到液相组合中而产生。因此，在使用变异图时应谨慎对待：① 因分析数据太少而不符合统计规律，给出的直线或曲线关系就可能与实际的演变规律不符；② 玻璃质或细粒岩石更能代表岩浆的成分，而斑状或粗粒岩石就可能包含有堆积的晶体（Bowen, 1928），不一定能代表岩浆成分；③ 弯曲状的成分变异可能是由不同成分岩石的同化作用而引起的，也可能与分异矿物种属变化有关。

需要指出的是，哈克图解存在封闭问题，因为 12 种氧化物是加和为 100% 的。其中，除 Na_2O, K_2O 外，其余氧化物与 SiO_2 之间都是负相关关系。封闭问题会提高氧化物之间的相关性，与主量元素关系密切的微量元素也会受到封闭问题的影响，例如，与 MgO 相关的 Co。加和为 100% 的元素越多，封闭问题影响越小。

（二）微量元素（trace element）

1. 定义

通常将自然体系中含量低于 0.1% 的元素称为微量元素。微量元素含量多以 10^{-6}（国际上常用 ppm 表示，即百万分之一）来表示。微量元素在矿物中有多种存在形式，大多数以类质同象形式进入固溶体，占据矿物晶格内晶体化学性质相近的其他元素的位置。如 Cr、Ni 可占据橄榄石和辉石中 Mg、Fe 的位置，Li、Rb、Cs 可占据钾长石和云母中 K 的位置等；其次是保存在快速固结和冷凝的火山玻璃和气－液包裹体中；第三是吸附在矿物表面或以杂质的形式存在于矿物晶体缺陷的间隙内。以何种方式存在主要取决于这些元素的化学性质，

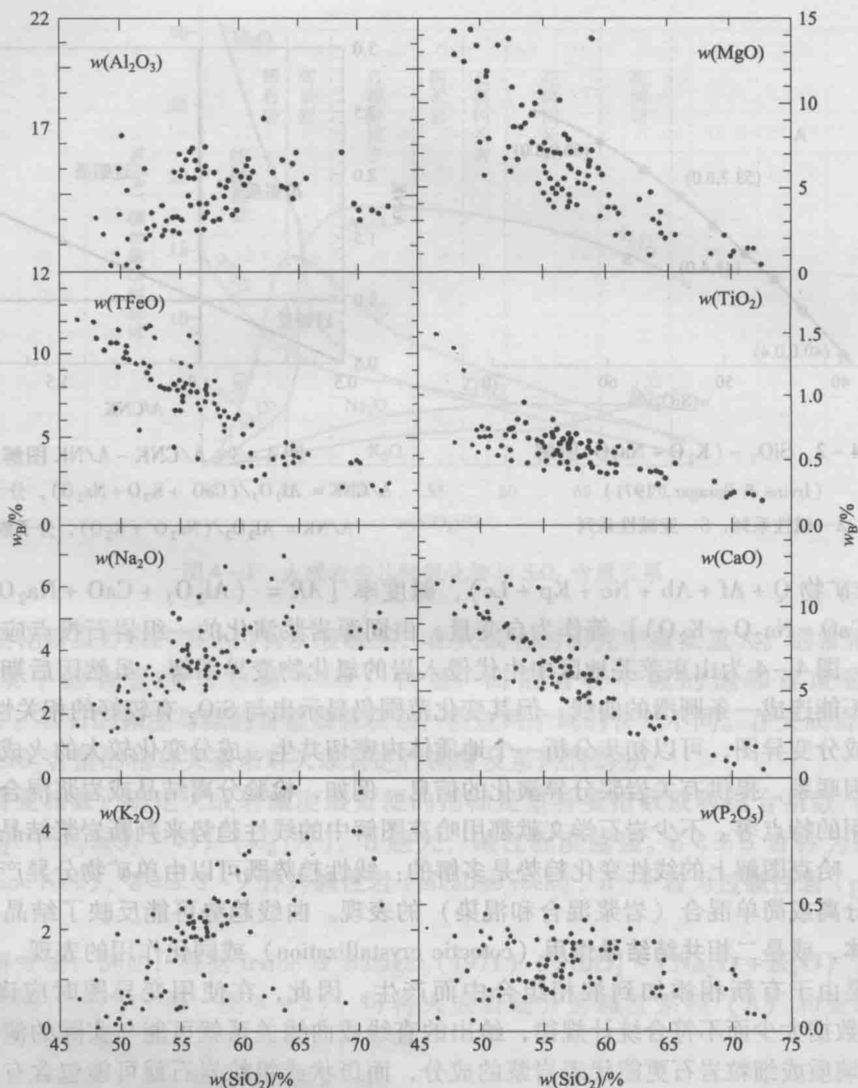


图 4-4 山东莱芜中生代侵入岩哈克图解

（据陈立辉，2001）

如离子半径大小、所带电荷多少、岩浆的成分及其所结晶的矿物种类等。

2. 能斯特定律及分配系数

由于微量元素含量很低，如果把所赋存的矿物当做一种溶液，则这种溶液对于微量元素而言可称之为稀溶液。在一定温度、压力下，溶质在两个平衡相之间的浓度比为一常数，该常数可以表达为简单分配系数，又称 Nernst 分配系数，可表达为：

$$K_D = C_{i(矿物)} / C_{j(熔体)}$$

即能斯特（Nernst）定律，又称为分配定律。其中，K_D 是能斯特分配系数；$C_{i(矿物)}$ 是元素 i 在矿物中的含量；$C_{j(熔体)}$ 是元素 j 在熔体中的含量。

总分配系数 D^i 又称为岩石的分配系数，用以讨论微量元素在岩石和与平衡的熔体之间分配关系。总分配系数实际上是简单分配系数与岩石中各矿物含量乘积之和，其表示为：

$$D^i = X^{\alpha} K_i^{\alpha/L} + X^{\beta} K_i^{\beta/L}$$

其中 X^{α}、X^{β} 为结晶相 α、β 矿物在岩石中的百分含量；$K_i^{\alpha/L}$、$K_i^{\beta/L}$ 分别为微量元素 i 在矿物

α、β 间的分配系数。

总分配系数大于 1 的元素属于**相容元素**（compatible element），意味着该元素更容易进入到矿物相中。分配系数越高，则该元素越容易富集在对应的矿物中。总分配系数小于 1 的元素属于**不相容元素**（incompatible element），说明元素优先进入熔体相。值得注意的是，微量元素的相容性和不相容性在不同的体系中是有差别的。例如，对地幔矿物而言，P 是不相容元素，它在地幔的部分熔融过程中迅速富集到熔体之中，然而在花岗岩中，P 即使以微量元素形式出现，也是相容元素，因为它能够被磷灰石所容纳。微量元素的分配受体系总成分、温度和压力等因素的影响。分配系数的适用条件是：① 两相必须平衡；② 溶质的浓度极小，符合稀溶液的亨利定律；③ 溶质在各相中的赋存形式相同；④ 各地质相（如矿物、熔体）化学成分均一。图 4 - 5 展示了玄武质、安山质和流纹质熔体中一些常见矿物的分配系数的变化情况。从图中可见，不论是何种成分的熔体，重稀土在石榴子石与熔体间的分配系数都相当高，中稀土在普通角闪石、单斜辉石和榍石中具有较高的分配系数，而 Eu 在长石与熔体间的分配系数很高。因此，斜长石和钾长石的结晶或斜长石在部分熔融的固相残余中的存在都可以造成熔体中 Eu 的亏损而出现负 Eu 异常；而石榴子石的存在会引起共存熔体中重稀土的强烈亏损。

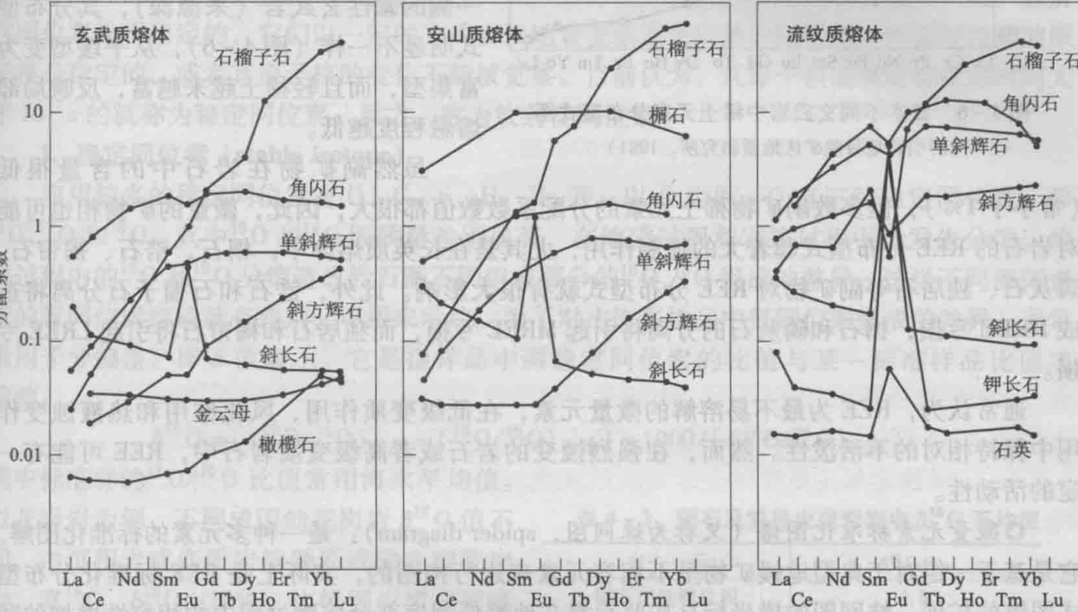


图 4 - 5　稀土元素在玄武质、安山质和流纹质熔体中一些常见矿物中的分配系数变化

（Rollinson，1993 整理相关文献资料绘制）

利用微量元素的分配系数可以估算两相的平衡温度、氧逸度、原生玄武岩浆的成分，分析岩石成因。实验研究表明，Nernst 分配系数随着熔体的温度、压力、成分和氧逸度变化十分明显，矿物的晶体结构、熔体的含水量也都是影响它的重要因素。在分配系数的测定实验中，往往仅考虑了其中某些因素的影响。因此，在岩石成因模拟时对数据的选择就需要考虑到多方面的因素。

3. 稀土分布型式图与微量元素标准化图谱

在岩石学研究中，为了表示岩石形成过程中元素的分异、富集和亏损特征，进而分析岩浆起源和岩石成因，常常要用到稀土元素分布型式图和微量元素标准化图谱。

◎稀土元素分布型式图（REE pattern）：其横坐标中的稀土元素（REE）是按原子序数

增大的顺序排列的，而纵坐标的元素比值是以所研究的样品中 REE 的含量除以参照物质中各 REE 的含量（标准化值）而得到的标准化数据。

最常用的一种表示 REE 组成模式的图解称为增田－科里尔图解，它作为标准化的参照物质为球粒陨石。这种图解是以 La 到 Lu 的原子序数为横坐标，以样品的稀土元素含量除以球粒陨石的稀土元素含量为纵坐标。球粒陨石元素标准含量数据不同学者的略有不同，如 Boynton（1984），Taylor & McLennan（1985），Sun & McDonough（1989），McDonough & Sun（1995）等提供的数据。

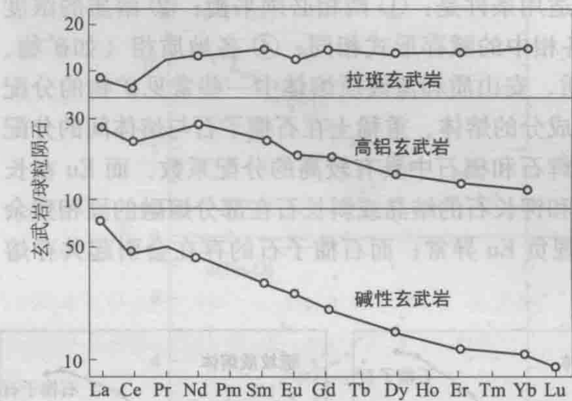


图4－6　日本不同玄武岩中稀土元素分布型式图
（转引自地科院矿床地质研究所，1981）

稀土元素标准化后做出的图解，其曲线的形态称稀土元素的分布型式。不同成因和不同类型的火成岩具有不同的分布型式。例如，处于不同构造部位的大洋拉斑玄武岩、高铝玄武岩、大陆碱性玄武岩，就具有不同的稀土分布型式。在日本岛弧，从大洋一侧的拉斑玄武岩（来源浅），往岛弧中部的高铝玄武岩，到大陆一侧的碱性玄武岩（来源深），其分布型式明显不一样（图4－6），从平缓型变为富集型，而且轻稀土越来越富，反映局部熔融程度越低。

虽然副矿物在岩石中的含量很低（常小于1%），但多数副矿物稀土元素的分配系数数值都很大，因此，微量的矿物相也可能对岩石的 REE 分布型式起着大的控制作用，尤其是在长英质熔体中，榍石、锆石、褐帘石、磷灰石、独居石等副矿物对 REE 分布型式就有很大影响。此外，锆石和石榴子石分离将造成 HREE 亏损；榍石和磷灰石的分离将引起 MREE 亏损，而独居石和褐帘石将引起 LREE 亏损。

通常认为，REE 为最不易溶解的微量元素，在低级变质作用、风化作用和热液蚀变作用中保持相对的不活泼性。然而，在强烈蚀变的岩石或者高级变质岩石中，REE 可能有一定的活动性。

◎微量元素标准化图谱（又称为蛛网图，spider diagram）：是一种多元素的标准化图解。它是基于一组对于典型地幔矿物呈不相容元素来进行构图的，实际上是 REE 标准化分布型式图解的扩展。蛛网图的横坐标是按照元素在地幔低程度部分熔融过程中的相容性增加的顺序来排列的，纵坐标为岩石样品的元素含量与相应储库的元素含量（称为标准化值）的比值（常用对数刻度来表示）。

目前，采用最多的标准化值是三种：原始地幔（Sun & McDonough. 1989）、球粒陨石（Sun，1980）和 N-MORB（Sun & McDonough，1989）。究竟选用哪一种标准化值，取决于研究对象和研究目的。图4－7为典型的洋岛、火山弧和洋中脊玄武岩（MORB）原始地幔标准化的微量元素蛛网图。从图中可以看出，洋岛和火山弧玄武岩为强不相容元素（大离子亲石元素）富集型的分配型式，其中火山弧玄武岩具非活动性元素 Nb、Ta 亏损的特征，洋岛玄武岩则不具这一特征。而 MORB 为大离子亲石元素亏损型的分布型式，与前面两种玄武岩的分布型式明显不同。

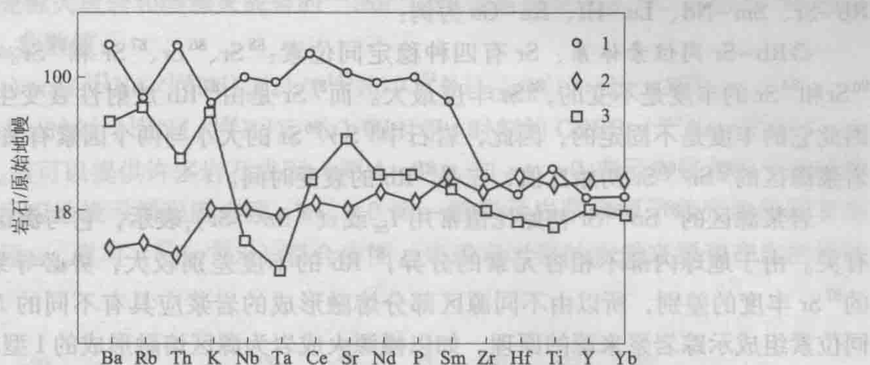


图 4-7　不同构造环境形成的大洋玄武岩的微量元素蛛网图

（转引自 Ellam et al.，1988）

1—OIB（洋岛，Hawaiil）；2—MORB（平均）；3—火山弧（Marianas）

（三）同位素（isotope）

自然界的同位素按其原子核的稳定性可以分为稳定同位素和放射性同位素两大类。放射性同位素是不稳定的，它们以一定的方式自发地衰变成其他核素的同位素。稳定同位素的原子核是稳定的，或者其原子核的变化不能被觉察。目前认为，凡原子核能稳定存在的时间大于 10^{17} a 的就称为稳定同位素，反之，称为放射性同位素。

1. 稳定同位素（stable isotope）

应用较多的稳定同位素有 O、C、S、H、He 等。以 O 为例，O 有三种稳定同位素，即 ^{16}O、^{17}O 和 ^{18}O。其中 ^{16}O 和 ^{18}O 因质量差别显著，在地质过程和岩浆过程中会发生分馏。地质过程中的 ^{16}O 和 ^{18}O 分馏造成岩石圈不同组成部分的 ^{16}O、^{18}O 组成的差异，这样不同源区岩浆的氧同位素组成就有差别，可用来示踪。为了对比许多样品中氧同位素组成的差异，通常采用千分偏差，即 δ 值表示。它是指样品中两稳定同位素的比值与某一标准样品比值之偏差：

$$\delta^{18}O=[(^{18}O/^{16}O)_{样品}-(^{18}O/^{16}O)_{标样}]\times1000/[(^{18}O/^{16}O)_{标样}]$$

式中标准样的 $^{18}O/^{16}O$ 比值常用海水平均值。

以花岗岩为例，不同成因的花岗岩 $\delta^{18}O$ 值不同，由沉积岩或变质岩熔融形成的 S 型花岗岩，富 ^{18}O，$\delta^{18}O>10‰$，由幔源岩浆分异形成的 M 型花岗岩 ^{18}O 低，$\delta^{18}O<6‰$。表 4-3 列出了一些岩石的氧同位素 $\delta^{18}O$ 资料。氧同位素在研究火成岩物质来源、岩浆演化、形成温度与成矿作用关系等方面应用广泛。

表 4-3　陨石及常见火成岩岩中 $\delta^{18}O$ 平均值

岩　石	$\delta^{18}O$/‰
陨石的硅酸盐相	4.9
超镁铁岩	5.5
玄武岩	6.6
花岗岩	8.4
金伯利岩中碳酸盐脉	12.5
碳酸岩	6.0~8.5

2. 放射性同位素（radioactive isotope）

放射性同位素地质学在火成岩研究中的作用：① 应用放射性同位素的衰变定律测定岩体侵入（喷发）年龄和成矿年龄；② 应用同位素示踪作用原理探讨岩石成因、物质来源、区域地质构造背景、成矿作用与岩体关系等；③ 利用封闭温度原理研究岩体冷却和剥露速率。

火成岩研究中具重要意义的放射性同位素主要有 K-Ar、Rb-Sr、Sm-Nd、U-Pb、Th-Pb、Re-Os 以及 Lu-Hf 等同位素，它们主要用于确定火成岩的形成年龄和示踪源区。以

Rb－Sr、Sm－Nd、Lu－Hf、Re－Os 为例：

◎Rb－Sr 同位素体系：Sr 有四种稳定同位素：^{88}Sr、^{86}Sr、^{87}Sr 和^{84}Sr。在自然界中，^{88}Sr、^{86}Sr和^{84}Sr 的丰度是不变的，^{86}Sr 丰度最大。而^{87}Sr 是由^{87}Rb 放射性衰变生成的子体同位素，因此它的丰度是不固定的，因此，岩石中$^{87}Sr/^{86}Sr$ 的大小与两个因素有关：一是岩浆形成时岩浆源区的$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值，二是^{87}Rb 的衰变时间。

岩浆源区的$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值常用 I_{Sr} 或（$^{87}Sr/^{86}Sr$）$_i$ 表示，它与源区的 Sr 同位素组成有关。由于地球内部不相容元素的分异，^{87}Rb 的丰度差别较大，势必导致由^{87}Rb 衰变成因的^{87}Sr 丰度的差别，所以由不同源区部分熔融形成的岩浆应具有不同的 I_{Sr} 值，这就是用 Sr 同位素组成示踪岩浆来源的原理。如以幔源火成岩为源区熔融形成的 I 型花岗岩，I_{Sr} 值小于 0.708，而壳源沉积岩熔融的 S 型花岗岩 I_{Sr} 值大于 0.708。

影响$^{87}Sr/^{86}Sr$ 值的第二个因素是^{87}Rb 的衰变时间，即岩石形成的时间长短，时间越长，由^{87}Rb 的衰变形成的^{87}Sr 就越多，因此岩石中的$^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值是随年龄增长的，据此，可确定火成岩的形成年龄。岩石中$^{87}Sr/^{86}Sr$ 随时间演化的关系为：

$$(^{87}Sr/^{86}Sr) = (e^{\lambda t} - 1)(^{87}Rb/^{86}Sr) + (^{87}Sr/^{86}Sr)(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$$

注意，该公式中的（$^{87}Sr/^{86}Sr$）和（$^{87}Rb/^{86}Sr$）都为现在的测定值。该方程是一条斜率为（$e^{\lambda t}-1$），截距为（$^{87}Sr/^{86}Sr$）（$^{87}Sr/^{86}Sr$）$_i$ 的直线，λ 为^{87}Rb 的衰变常数（$1.39 \times 10^{-22} a^{-1}$），$t$ 为衰变时间，通过一组同源岩浆岩（具相同的 I_{Sr} 值）的$^{87}Rb/^{86}Sr$ 对$^{87}Sr/^{86}Sr$ 投点，就可以求出该直线的斜率和截距，得到岩石形成的年龄和初始值（$^{87}Sr/^{86}Sr$）$_i$。这个公式，就是采用 Rb－Sr 等时线方法确定地质体年龄的依据：

$$\varepsilon_{Sr}(t) = [(^{87}Sr/^{86}Sr)_S(t)/(^{87}Sr/^{86}Sr)_{CHUR}(t) - 1] \times 10^4$$

式中：$\varepsilon_{Sr}(t)$ 代表样品在 t 时刻的 Sr 同位素比值与地球均一储库在 t 时刻 Sr 同位素的偏差值。

◎Sm－Nd 同位素体系：与 Rb－Sr 同位素类似，Sm－Nd 同位素也具有确定年龄和示踪岩浆物源的作用。Sm 和 Nd 属于元素周期表第六周期第Ⅲ$_B$ 副族（亦称镧系元素或稀土族元素，原子序数分别是 62 和 60）。Sm 有 7 个同位素，^{144}Sm、^{150}Sm、^{152}Sm、^{154}Sm、^{147}Sm、^{148}Sm 和^{149}Sm。Nd 也有 7 个同位素，^{142}Nd、^{143}Nd、^{146}Nd、^{148}Nd、^{150}Nd、^{144}Nd 和^{145}Nd。

Sm－Nd 法定年主要应用全岩等时线或全岩＋矿物等时线法，其等时线的构筑方法同 Rb－Sr 法。该等时线的公式为：

$$(^{143}Nd/^{144}Nd) = (e^{\lambda t} - 1)(^{147}Sm/^{144}Nd) + (^{143}Nd/^{144}Nd)_i$$

无论是 Rb－Sr 法还是 Sm－Nd 法测定岩石的等时线年龄，都应该同时满足下列条件：① 所研究的一组样品具有同时性和同源性；② 所测样品中，有较为明显的 Rb/Sr 或 Sm/Nd 比值差异；③ 样品形成后，体系保持封闭。

采用何种同位素体系来确定地质体的年龄要依研究对象而定。研究表明：如果体系中没有流体参与，经历了角闪岩相甚至麻粒岩相变质作用的岩石，仍能保持 Sm－Nd 同位素系统封闭，从而能获得较正确的变质岩原岩的年龄信息。由于^{144}Sm 衰变成^{144}Nd 的半衰期更长，Sm 和 Nd 的化学习性相似，二者的相对丰度不易受风化、蚀变作用的影响，对年代较老（>10 亿年）或遭受一定程度蚀变的火成岩较适用。而 Rb、Sr 的化学习性差别较大，在风化蚀变作用中易导致 Rb、Sr 分馏，使岩石中的$^{87}Rb/^{86}Sr$ 发生变化，因此更适用于相对年轻而新鲜的岩石，尤其是可用在花岗岩的定年上。

同 Rb－Sr 同位素相似的原理，也可以用岩石中$^{143}Nd/^{144}Nd$ 和$^{147}Sm/^{144}Nd$ 的测量值来计算火成岩的$^{143}Nd/^{144}Nd$ 初始比值和模式年龄。由于地壳中和地幔中的 Sm、Nd 相对丰度具

较大的不同，因此壳源火成岩和幔源火成岩的$^{143}Nd/^{144}Nd$值有明显的差异。在分析 Nd 同位素特征时，常用ε_{Nd}参数值：

$$\varepsilon_{Nd}(t)=[(^{143}Nd/^{144}Nd)_S(t)/(^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}(t)-1]\times10^4$$

式中：ε_{Nd}（t）代表t时刻（$^{143}Nd/^{144}Nd)_S$（t）相对于t时刻的 CHUR（$^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}$（$t$）的偏差值。$\varepsilon_{Nd}$值可以提供许多岩石成因（图 4-8），如$\varepsilon_{Nd}>0$表示岩浆起源于地幔物质，且该值愈大，反应地幔亏损程度愈强。$\varepsilon_{Nd}<0$则一般表示岩浆来源于地壳源区或富集型地幔源区。通常用ε_{Nd}值与（$^{87}Sr/^{86}Sr)_i$联合作图，来确定岩浆的物质来源和产出的构造环境。

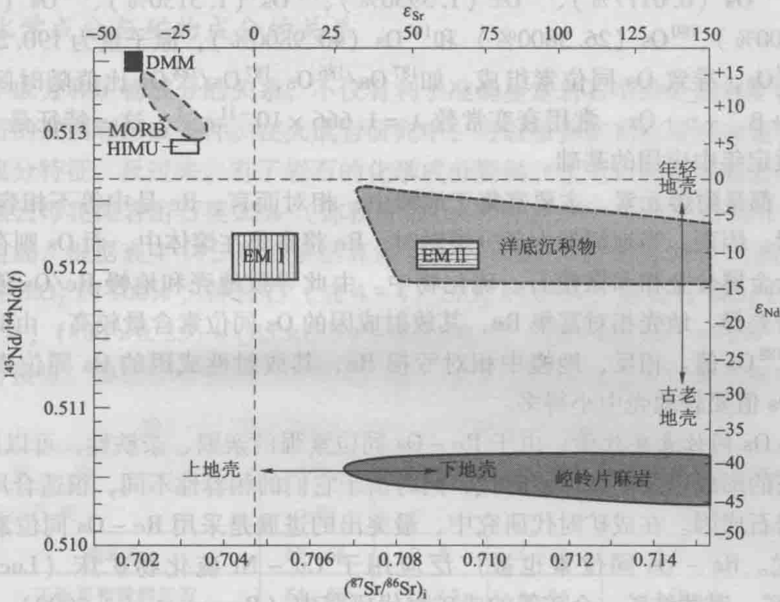


图 4-8 $^{143}Nd/^{144}Nd(t)-(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$图解

MORB—洋中脊玄武岩；DM—亏损地幔；EMI 和 EMII—富集地幔；HIMU—具有高 U/Pb 值的地幔

随着研究的深入，人们发现随着地壳物质从地幔中分异出来，地幔发生了亏损，因而相对于亏损地幔（DM）计算的 Nd 同位素模式年龄更合理：

$$T_{DM}=1/\lambda\times\{1+[(^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM}-(^{143}Nd/^{144}Nd)_S]/[(^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM}-(^{147}Sm/^{144}Nd)_S]\}$$

式中：T_{DM}为样品相对于亏损地幔的 Nd 同位素模式年龄，代表地壳物质从亏损地幔中分离的时代；（$^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM}$和（$^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM}$分别为亏损地幔现今的同位素比值，以洋中脊玄武岩（MORB）为代表，其值一般采用（$^{143}Nd/^{144}Nd)_{DM}=0.51315$和（$^{147}Sm/^{144}Nd)_{DM}=0.2137$来进行计算。

◎*Lu-Hf 同位素体系*：Lu 是最重的稀土元素，其化合价为 +3，离子半径为 0.93Å（1Å=0.1nm）；Hf 是与 Ti、Zr 相同的高场强元素，化合价为 +4，离子半径为 0.71Å。从相容性角度来看，Lu 为弱-中等不相容元素，而 Hf 为中等不相容元素。在自然界中，Lu 有两个同位素（^{175}Lu和^{176}Lu）；Hf 有 6 个同位素（^{174}Hf、^{176}Hf、^{177}Hf、^{178}Hf、^{179}Hf与^{180}Hf）。

与 Rb-Sr 及 Sm-Nd 体系相同，Lu-Hf 体系也可用于地质体的同位素定年。通过获得一组样品的$^{176}Lu/^{177}Hf$和$^{176}Hf/^{177}Hf$同位素比值，我们可以构建一条等时线。该等时线的斜率与形成年龄有关，而等时线的截距代表了地质体形成时的初始 Hf 同位素组成。该等时线的公式为：

$$({}^{176}Hf/{}^{177}Hf) = (e^{\lambda t}-1)({}^{176}Lu/{}^{177}Hf) + ({}^{176}Hf/{}^{177}Hf)_i$$

$$T_{DM} = 1/\lambda \times \{1 + [({}^{176}Hf/{}^{177}Hf)_S - ({}^{176}Hf/{}^{177}Hf)_{DM}]/[({}^{176}Lu/{}^{177}Hf)_S - ({}^{176}Lu/{}^{177}Hf)_{DM}]\}$$

目前多用Lu/Hf比值较高的矿物来构建矿物等时线，例如，含石榴子石和磷灰石的岩石（吴福元等，2004）。除定年外，Lu－Hf同位素体系还应用在星体增生过程、地核形成和地幔的化学演化等研究中。

◎Re－Os同位素体系：Re和Os在元素周期表中分属Ⅶ锰副族和铂族，都属亲铁、亲硫的耐熔元素。它们在自然界中主要富集在金属硫化物以及有机物中。自然界中Re有两种同位素：^{185}Re（37.40%，平均丰度，下同）和^{187}Re（62.60%），原子量为186.207；Os有7种同位素：^{184}Os（0.0177%）、^{186}Os（1.5930%）、^{187}Os（1.5130%）、^{188}Os（13.2900%）、^{189}Os（16.2200%）、^{190}Os（26.3800%）和^{192}Os（40.9800%），原子量为190.23。^{187}Re通过β衰变形成^{187}Os，导致Os同位素组成，如^{187}Os/^{186}Os，^{187}Os/^{188}Os比值随时间而改变，即$^{187}_{75}Re \rightarrow ^{187}_{76}Os + \beta^- + \bar{\upsilon} + Qz$，常用衰变常数$\lambda = 1.666 \times 10^{-11} a^{-1}$，这一特征是Re－Os同位素体系在地质定年中应用的基础。

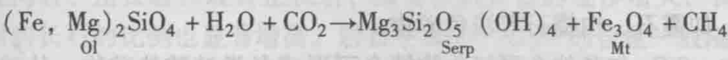
Re和Os都是耐熔元素，主要富集于地幔中，相对而言，Re是中等不相容元素，而Os是强相容元素。因而，当地幔发生部分熔融时，Re将富集在熔体中，而Os则存在于早期地幔难熔的残余金属合金相和橄榄石、硫化物中。由此导致地壳和地幔Re/Os值及有关同位素成分的显著差异。地壳相对富集Re，其放射成因的Os同位素含量较高，由此导致其具有较高的^{187}Os/^{188}Os值。相反，地幔中相对亏损Re，其放射性成因的Os同位素含量就比较低，^{187}Os/^{188}Os值要较地壳中小得多。

——Re－Os同位素年代学：由于Re－Os同位素强的亲铜、亲铁性，可以用Re－Os同位素研究地核的形成以及矿床形成时代，同时由于它们的相容性不同，很适合用来研究地幔形成时代和岩石成因。在成矿时代研究中，最突出的进展是采用Re－Os同位素来确定辉钼矿的成矿时代。Re－Os同位素也被广泛应用于Cu－Ni硫化物矿床（Luck & Allègre，1984）、黄铁矿、磁黄铁矿、金矿等的成矿时代研究中（Brenan et al.，2000）。此外，Re－Os同位素已成为解决岩石圈地幔年代学格架的重要手段，主要是基于在地幔熔体抽提时，Re表现为不相容元素的性质较易进入熔体，而Os为强相容元素残留在地幔中。于是，当地幔岩石遭受不同程度熔融后，不同的部分熔融残留体Re、Os含量及比值会有不同的变化，从而可以构建Re－Os等时线，这个等时线年龄被认为是熔体抽提时间，即代表岩石圈地幔的形成时代（吴福元等，2007）。在实际工作中，常用Re模式年龄（T_{MA}）和Re亏损年龄（T_{RD}）来代表岩石圈地幔形成的最大年龄和最小年龄。研究证明，岩石圈地幔中Re含量较低，因而，常用T_{RD}来近似代表岩石圈地幔的形成年龄。Re－Os同位素在地球科学多个研究领域发挥了越来越重要的作用，但由于Re－Os同位素体系对分析测试技术近于苛刻的要求，使该方法的普及难度较大。

（四）挥发分

对于较为均一、固结缓慢的深成侵入体，大多数挥发分富集于较晚期的岩浆熔体或流体中。角闪石、黑云母和磷灰石是中酸性岩浆岩中赋存挥发分的主要矿物。在岩浆演化的晚期阶段，尤其是在长英质岩石中，可形成电气石、绿柱石、黄玉、萤石等富含挥发组分的矿物。这些矿物往往有较好的晶形，例如伟晶岩中就有自形巨晶产出。碱性岩中也有不少含挥发分的矿物，如方钠石、黝方石等。在挥发分的作用下，碱金属具有较大的活动性，有助于稀有元素的迁移与富集，在岩石中形成许多含稀有、稀土、放射性元素的矿物，如锆英石、独居石、褐帘石等。镁铁质和超镁铁质岩中挥发组分的含量较少，一般只是在岩浆期后蚀变

过程中产生了含挥发分的矿物，如绿泥石、蛇纹石等。蛇纹石的形成过程可以表示为：



$$\underset{\text{Ol}}{(\text{Fe, Mg})_2\text{SiO}_4} + H_2O + CO_2 \rightarrow \underset{\text{Serp}}{Mg_3Si_2O_5(OH)_4} + \underset{\text{Mt}}{Fe_3O_4} + CH_4$$

对于火山岩，当岩浆喷出地表时，由于挥发组分大量散失，含挥发分的矿物如角闪石、黑云母都不稳定（早结晶的会在地表分解而出现暗化边），因而，火山岩和超浅成岩石常常出现在高温、低压下稳定的不含挥发分的矿物，如易变辉石、透长石、高温斜长石、高温石英、白榴石等，这些矿物在深成岩中是不出现的。

如果扣除烧失量后，岩石中含有大于2% H_2O^+，以及含有大于0.5% CO_2，说明岩石受到了蚀变，这种情况下，分析得到的全岩成分就不能代表真正的岩石成分。

（五）化学成分与矿物成分的关系

了解化学成分和矿物成分的关系，不仅有利于准确鉴定岩石中的矿物和矿物组合，也有助于理解岩石的成因和形成条件。在火成岩研究中，可以根据矿物组成和含量初步估计相应岩石的化学成分特征，反过来，有了岩石的化学成分资料，也可以初步判断岩石的矿物组合特点。如某黑云母花岗岩由石英25%（体积分数）、钾长石50%、更长石20%和黑云母5%等细粒矿物组成，根据表4-4，可初步估算该岩石的 SiO_2 含量约为72%（质量分数），这是由于石英含 SiO_2 约100%，钾长石（表4-4）SiO_2 约65%，更长石 SiO_2 约62%，黑云母 SiO_2 约39%，$(100\times0.25)+(65\times0.5)+(62\times0.2)+(39\times0.05)=72\%$（由于石英和长石密度十分接近，黑云母含量低，为简化计算，未考虑矿物比重对计算的影响）。

表4-4　常见造岩矿物的主要化学成分（w_B/%）

矿物		SiO_2	Na_2O	K_2O	CaO	MgO	Al_2O_3
石英		>99					
碱性长石	透长石	63~66	2~6	6~13	<1.5		18~20
	正长石和微斜长石	64~66	<8.5	6~16	<1.2		19~20
	歪长石	63~87	7~9	2~5	<3.7		20~22
斜长石	钠长石	68	11	<0.5	0		19
	中长石	50	0.5	<1	7		25
	拉长石	53	4	<0.5	12		30
霞石		42	10~17	4~7	<1		33
白榴石		54~56	<2	18~21	<1		20~23
白云母		45.2		11.8			38.5
黑云母		33~39	<1	7~9	1	10~25	12~16
普通角闪石		41~48	<2		10~13	12~15	6~12
普通辉石		46~51	<2		18~22	10~15	1~9
橄榄石		35~41				26~55	<1

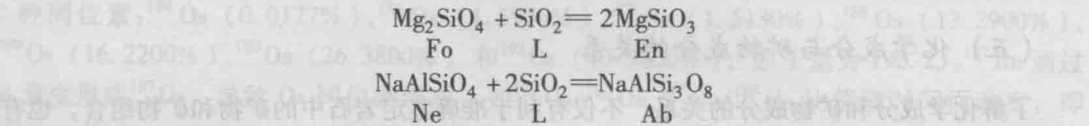
火成岩中的矿物组合，是自然界的一种有规律的矿物共生现象。不同的火成岩之间的重要区别之一是在矿物共生组合和含量上存在差异。虽然温度和压力对火成岩的矿物共生组合具有一定的控制作用，但是最主要的控制因素是化学成分。其中 SiO_2、Na_2O+K_2O 和 Al_2O_3 对矿物共生组合的控制最明显。

1. SiO_2 的含量对火成岩中矿物共生组合的影响

通常情况下，SiO_2 含量高的火成岩，含浅色矿物也多，如石英、长石等。SiO_2 含量低的

岩石，则含较多的贫 SiO_2 暗色矿物，如橄榄石、辉石、角闪石、黑云母等，或含较多的贫 SiO_2 的似长石，如霞石、白榴石等浅色矿物。

在岩浆岩中，SiO_2 与其他金属氧化物结合可形成各类硅酸盐矿物，从矿物中 SiO_2 的相对含量而言，有些硅酸盐矿物属于 **SiO_2 饱和矿物**，可与石英共生，如辉石、长石、角闪石、云母类矿物；另外一些硅酸盐矿物属于 **SiO_2 不饱和矿物**，不能与石英共生，如富镁橄榄石、似长石等，而石英就是 **SiO_2 过饱和矿物**。这是因为在平衡结晶的条件下，橄榄石（如镁橄榄石 Fo）或似长石（如霞石，Ne）与熔体（L）中的 SiO_2 反应分别生成顽火辉石（En）或钠长石（Ab）：



$$\underset{Fo}{Mg_2SiO_4} + \underset{L}{SiO_2} = \underset{En}{2MgSiO_3}$$

$$\underset{Ne}{NaAlSiO_4} + \underset{L}{2SiO_2} = \underset{Ab}{NaAlSi_3O_8}$$

因此，镁橄榄石、似长石的出现是岩浆中 SiO_2 不饱和的标志。若岩浆岩中既没有石英又没有镁橄榄石、似长石，则表示岩浆中 SiO_2 含量适当，这时岩浆中仅出现 SiO_2 饱和矿物，如辉石、长石等。不饱和矿物镁橄榄石、似长石不能与过饱和矿物石英共生。此外，不饱和矿物及过饱和矿物都可与饱和矿物共生。代表性的饱和、不饱和矿物见表 4－5。

表 4－5　SiO_2 饱和与不饱和矿物对比表

特征元素	饱和矿物	不饱和矿物
K	正长石、云母	白榴石
Na	钠长石（斜长石）、钠质辉石、角闪石	方钠石、霞石、方沸石、钙霞石、黝方石、蓝方石
Ca	钙长石（斜长石）、辉石、角闪石、榍石、磷灰石	黄长石、黑榴石、钙钛矿
Mg 和 Fe^{2+}	铁橄榄石、辉石、角闪石	富镁的橄榄石、铬尖晶石
Fe^{3+}	云母、铁铝榴石、钠质辉石、角闪石、磁铁矿	镁铝榴石、黑榴石
Al	黄玉	刚玉
Al 和 B	电气石、榍石	钙钛矿
Ti	钛铁矿	
Mn	锰铝榴石	
Zr	锆石	

由于火成岩中 SiO_2 与其他氧化物存在协变关系，从超基性岩到酸性岩，随着 SiO_2 含量的增大，镁铁质矿物由多到少，浅色矿物逐渐增多，石英由无到有且含量逐渐增多的变化趋势。在超基性岩中，$SiO_2<45\%$，富 FeO、MgO 而贫 K_2O、Na_2O，因此在矿物成分上镁铁质矿物占主要地位（色率 >90），主要由橄榄石和辉石组成。在基性岩中，SiO_2 为 45% ~ 52%，FeO、MgO 较超基性岩减少，Al_2O_3、CaO 大量出现，因此矿物成分为辉石与基性斜长石共生，镁铁质矿物占 40% ~90%（一般为 40% ~70%）。中性岩中 SiO_2 增至 52% ~ 63%，FeO、MgO、CaO 均较前减少，K_2O、Na_2O 的含量相对增加，因此在中性岩中常为角闪石与中性斜长石共生，暗色矿物减少，色率在 15 ~40 之间。酸性岩中 $SiO_2>63\%$，FeO、MgO、CaO 大大减少，而 K_2O、Na_2O 显著增加，因此钾长石、酸性斜长石、石英为主要矿物，暗色矿物多为黑云母，色率小于 15。

2. 碱质的含量对火成岩中矿物共生组合的影响

全碱（Na_2O+K_2O）基本上决定了火成岩中长石的种属和含量。由辉长岩到闪长岩、

花岗闪长岩、花岗岩、正长岩和霞石正长岩，随着全碱含量的逐步增大，长石含量依次增加，碱性长石对斜长石的比例也显著增高。岩石中 K_2O、Na_2O 的含量一般随 SiO_2 含量的增加而增加，但在 SiO_2 含量相同的岩石中，碱含量的差别会对矿物组合产生明显的影响，里特曼指数（δ）不同，岩石的碱度不同，矿物组合特点也不相同（表4-6）。在 $\delta<3.3$ 的钙碱性火成岩中，不出现似长石和黑榴石，辉石为普通辉石及斜方辉石，角闪石为普通角闪石；而在 $\delta>3.3$ 的碱性或过碱性（$\delta>9$）岩石中，常见似长石和黑榴石，辉石通常富钠（霓石、霓辉石）或含钛（钛辉石），角闪石为钠闪石、钠钙闪石、棕闪石，不出现斜方辉石。火成岩中 Na_2O 和 K_2O 含量的相对关系，还表现为钾质长石（透长石、正长石和微斜长石）和钠质长石（歪长石、钠质斜长石）的相对多少上。例如，花岗岩中的正长石或微斜长石数量超过更长石，就与其 K_2O 含量大于 Na_2O 的特征相一致；花岗闪长岩中的斜长石数量超过正长石，也与岩石的 Na_2O 含量大于 K_2O 相一致。另外，K_2O/Na_2O 比值等也常作为火成岩研究的一个重要参数，例如，由陆壳沉积物熔融形成的S型花岗岩，一般具 $K_2O/Na_2O>1$ 的特征，而幔源岩浆分异形成的M型花岗岩或地壳中以火成岩为源区重熔形成的I型花岗岩则常具 $K_2O/Na_2O<1$ 的特征。

表4-6　过碱性、碱性与钙碱性系列矿物组合的对比

过碱性系列	碱性系列	钙碱性系列
1. 碱性长石（钠长石、歪长石或钾长石）普遍分布于所有岩石中		1. 只有在较酸性岩中才有碱性长石
2. 斜长石只出现在基性岩，甚至基性岩中也不见	2. 斜长石成分比同类钙碱性岩要偏酸性	2. 斜长石普遍存在
3. 不含石英	3. 石英只在最酸性的岩石中出现	3. 石英经常出现
4. 似长石普遍出现	4. 似长石仅出现在 SiO_2 不饱和岩石中，含量<5%	4. 不出现似长石
5. 辉石通常为含钠的（霓石、霓辉石），角闪石为钠闪石、钠钙闪石、棕闪石		5. 辉石为普通辉石、斜方辉石，角闪石为普通角闪石
6. 在基性、超基性中黑云母（富含铁）十分常见		6. 云母在酸性岩中为特征矿物
7. 常有黑榴石		7. 没有黑榴石
8. 出现贫硅富钙的矿物（原生方解石、黄长石）及碱性火山玻璃	8. 不出现贫硅富钙的矿物，常有碱性火山玻璃	8. 不出现贫硅富钙的矿物，也不出现碱性火山玻璃

3. Al_2O_3 的含量对火成岩中矿物共生组合的影响

Al_2O_3 的含量对铝硅酸盐矿物的种属有很大的关系，类似于 SiO_2 饱和的概念，也有 Al_2O_3 饱和度的概念。岩石中 Al_2O_3 与 CaO、K_2O、Na_2O 分子数的相对值，会对矿物组合产生影响（图4-9）。例如，准铝质岩石中常出现辉石、角闪石、黑云母等矿物；过铝质岩石中常出现堇青石、石榴子石、白云母、刚玉、红柱石等富铝质矿物；而过碱

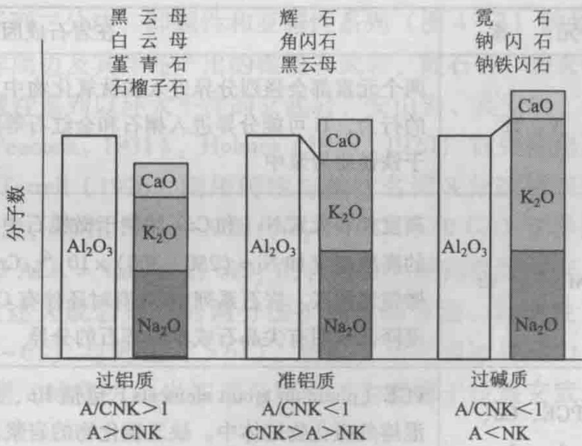


图4-9　铝饱和指数与火成岩的矿物共生组合

质岩石中则出现霓石、钠闪石、钠铁闪石、碱性角闪石等碱性暗色矿物。本书第九章有关花岗岩的讨论，就是按铝饱和指数来展开的。

4. 其他化学组分对火成岩矿物共生组合的影响

火成岩 CaO 含量的变化主要表现为富钙矿物如钙质斜长石、富钙辉石（透辉石、普通辉石）和普通角闪石、绿帘石等矿物的含量变化上。MgO 的含量则决定了岩石中富镁矿物如橄榄石、辉石、普通角闪石和黑云母的分布。而火成岩中P_2O_5、CO_2 和 S 的含量，则决定了磷灰石、方解石族和黄铁矿等矿物是否出现及其含量的多少。而 FeO 和 TiO_2 既可以进入镁铁质矿物，也可以独立构成氧化物或硅酸盐，如磁铁矿、赤铁矿、钛铁矿、金红石、榍石等，因此，这些组分的变化与矿物成分之间的关系较为复杂，其取决于岩石结晶过程中的物理化学条件。此外，岩浆中挥发分的种类和含量对岩石的矿物组合也有很大影响。

5. 微量元素与矿物成分的关系

火成岩中的微量元素与岩浆系统中的矿物成分密切相关，这种关系其实是由于微量元素与矿物中的主量元素之间存在的类质同象关系所决定的。例如，Ge、P 可替代 Si，Ga 替代 Al 等（表4－7）。不同矿物微量元素的分配系数不同，矿物的结晶分异对岩浆系统的微量元素特征就施加了重要的影响。例如，斜长石对 Eu 的分配系数远远大于其他 REE，在岩浆演化中，斜长石的结晶会引起残余熔体中 Eu 的显著亏损，形成的岩石就显示了 Eu 负异常的 REE 分配模式。表4－8 列举了一些微量元素与矿物成分的关系及其研究意义。

表4－7　主量元素与微量元素之间的替代关系

主量元素	取代微量元素
Si	Ge、P
Ti	V
Al	Ga
Fe	Cr、Co、Ni
Mg	Cr、Co、Ni
Ca	Sr、Eu、REE
Na	Eu
K	Rb、Ba、Sr、Eu

表4－8　微量元素在岩石成因研究中的应用

元　素	在岩石成因研究中的应用
V、Ti	两个元素都会强烈分异进入铁钛氧化物中（钛铁矿和钛磁铁矿）。如果它们具有不同的行为，Ti 可能分异进入榍石和金红石等副矿物中；如果缺乏这些氧化物，Ti 可富集于铁镁质岩浆中
Ni、Co、Cr	高度相容元素 Ni（和 Co）浓集于橄榄石中，Cr 赋存于尖晶石和单斜辉石中。这些元素的高浓度（如 Ni =（250～300）$\times10^{-6}$，Cr =（500～600）$\times10^{-6}$）表明母岩浆来自地幔橄榄岩源区。岩石系列中 Ni 有时还伴有 Co 的浓度降低表明有橄榄石的分异，Cr 的浓度降低表明有尖晶石或单斜辉石的分异
PGE、Cu、Au、Ag	PGE（platinum group elements）包括 Ru、Rh、Pd、Os、Ir、Pt，它们强烈分配进入不混熔的硫化物熔体中。缺乏硫化物的岩浆，这些元素明显增高；在大多数其他岩浆系列中，这些元素为相容元素，其浓度随硅含量增高而降低

续表

元　素	在岩石成因研究中的应用
Nb	在大部分岩浆中都是不相容元素。然而，由于有时它会替代 Ti 在俯冲带的岩浆源区，残余有含钛矿物（例如金红石）可以引起 Nb 的亏损。与其他相当的不相容元素相比，Nb 在含水流体中的溶解度更低
Zr、Hf	在铁镁质岩浆中具不相容元素特征，故不容易进入地幔的矿物相中。在饱和锆石的岩浆中（长英质岩浆），两个元素可具相容元素行为
P	在铁镁质岩浆中具不相容元素特征，但在中酸性岩浆中由于磷灰石为稳定矿物相，P 会表现出相容元素行为
Ba	可以替代钾长石、云母或角闪石中的 K，在岩浆系列中 Ba 的行为可显示从不相容元素到相容元素的变化，这可能表明这些矿物之一所起的作用增大
Rb	在大部分岩浆中为不相容元素，在酸性岩浆中可替代钾长石和云母中的 K，不过替代 K 不及 Ba 容易，Rb 进入钾长石和云母中比进入角闪石容易，因此，利用 K/Ba 比值可以区分这些矿物相
Sr、Eu^{2+}	取代斜长石中的 Ca，但不进入辉石中，在某些情况下，代替钾长石中的 K。当低压下斜长石结晶早时，具有相容元素特征；在高压下当斜长石不再稳定时，起不相容元素的作用
REE	石榴子石中聚积的 HREE 比 LREE 多，在某些情况下，斜方辉石和角闪石也一样。榍石和斜长石聚积 LREE，但 Eu^{2+} 优先分配进斜长石中
Y	通常为性质类似于 HREE 的不相容元素。强烈分配进入石榴子石和角闪石中，榍石和磷灰石也聚积 Y

（据 Green，1980；转引自 Winter，2001）

（六）火成岩系列

1. 火成岩系列划分的历史回顾

火成岩系列的划分，是火成岩成因研究的基础。由 19 世纪末 Iddings（1892）提出、20 世纪初 Harker（1909）完善的火成岩系列二分法，即碱性和亚碱性系列（图 4－2）的划分，至今仍广泛应用。碱性系列是以大西洋周边及其洋岛产出的橄榄玄武岩、霞石岩、碧玄岩组合为代表的，亦称为大西洋岩套；亚碱性系列以环太平洋的玄武岩、安山岩、英安岩、流纹岩组合为代表，又称为太平洋岩套（Peacock，1931）。Holmes（1918，1920）首先提出用钙碱性这一名词与碱性（岩）相区别，Tyrrell（1926）则用钙性与碱性名词区分这两组火成岩。Peacock（1931）提出碱钙指数概念，即在 SiO_2 － ALK（$Na_2O + K_2O$）和 CaO 变异图上（图 4－10），两条变异曲线相交处（即 ALK ＝ CaO）的 SiO_2 的含量称为碱钙指数（又称为皮科克指数），并用它的定量数值把上述火成岩系列的两分法扩展为四分法，即碱性（< 51）、碱钙性（51～56）、钙碱性（56～61）与钙性（>61），解决了当时像冰岛火山岩那样究竟属于碱性还是亚碱性系列的问题（冰岛火山岩按现今概念，主要属于拉斑玄武岩系列）。

20 世纪上半叶，亚碱性与钙碱性（包括钙性）是作为同义词使用的，以区别于另一组

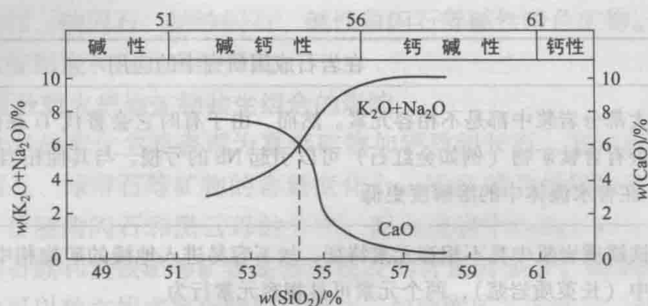


图 4-10　碱钙指数的作图方法

（据邱家骧，1985）

该图数据得到的 CA 为 54.3，为碱钙性

碱性系列。20 世纪中叶，Tilley（1950）首次提出，造山带安山岩系列有演化趋势不同于大的层状岩体中拉斑玄武岩岩浆的分离结晶趋势，尽管它们的最终分异产物类似——均为流纹岩和花斑岩或文象斑岩，层状火成岩体中的拉斑玄武岩浆最终分异出少量花斑岩，在分异过程中出现了明显的富铁趋势，在 AFM 图上表现得特别清楚。虽然造山安山岩系列的最终端元为流纹岩，但是，拉斑玄武岩分异形成的花斑岩的路线不能解释造山带安山岩系列。另外，拉斑玄武岩的分异趋势也不能解释造山带岩套中，中酸性所占比例相对大的事实。Nockolds（1954）分出三类玄武岩，即拉斑玄武岩、碱性玄武岩和“中心”玄武岩，后者指与典型的钙碱性安山岩、英安岩、流纹英安岩伴生的玄武岩。MacDonald & Katsura（1964）提出用 SiO_2 - ALK 图区分夏威夷岛的拉斑玄武岩岩套与碱性橄榄玄武岩岩套。Wilkinson（1968）用亚碱性系列这个更为广义的名词作为包括了拉斑玄武岩系列与钙碱性系列的两个岩石系列的总称，以此与碱性系列相区别。Irvine & Baragar（1971）在 Wilkinson（1968）的基础上，把火山岩分为碱性与亚碱性两个系列（大类），碱性系列又分为碱性玄武岩系列、似长石岩系列及过碱性系列，而碱性玄武岩系列又分为钠质系列（类型）和钾质系列（类型）。亚碱性系列又分为拉斑玄武岩系列和钙碱性系列。他们提出的火成岩三大系列（碱性系列、拉斑玄武岩系列和钙碱性系列）的划分、识别标志及识别的步骤，获得了广泛使用。

2. 火成岩系列的确定

目前，在火成岩系列划分中，首先是将火成岩主要分为**碱性系列**（alkaline series）和**亚碱性系列**（subalkaline series）两大类，亚碱性系列又进一步划分为**拉斑玄武岩系列**（tholeiitic series）和**钙碱性系列**（calc-alkaline series）。划分碱性（A）与亚碱性系列（S）最方便的是硅 - 碱图（图 4-2）；较可靠的是 Ol′ - Ne′ - Q′图（图 4-11），其中，Ol′、Ne′、Q′为阳离子标准矿物计算值。由于标准矿物计算用全岩化学成分，而不像硅 - 碱图只考虑 SiO_2、Na_2O、K_2O 的含量，因此精度较大。对亚碱性系列进一步细分的图解有多种，例如，用

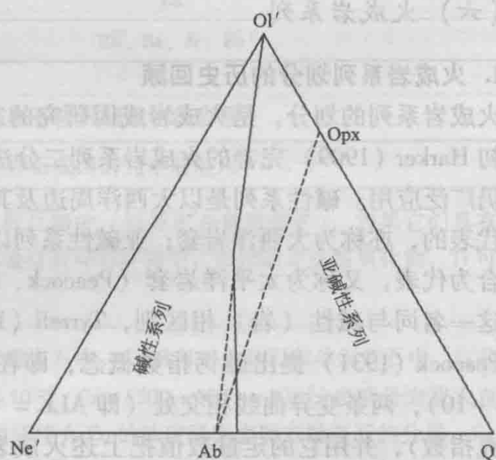


图 4-11　Ol′ - Ne′ - Q′图

（据 Irvine & Baragar，1971）

Ne′ = Ne + 3/5Ab，Q′ = Q + 2/5Ab + 1/4Opx，Ol′ = Ol + 3/4Opx

TFeO/MgO – SiO_2 图（图 4 – 12，更适用于基性岩）或（$Na_2O + K_2O$）–（$FeO + Fe_2O_3$）– MgO 图（又称 AFM 图）（图 4 – 13，更适用于中 – 酸性岩）划分为拉斑玄武岩系列和钙碱性系列。不同系列的岩石在岩浆的成因演化和产出的构造背景方面都有差别。

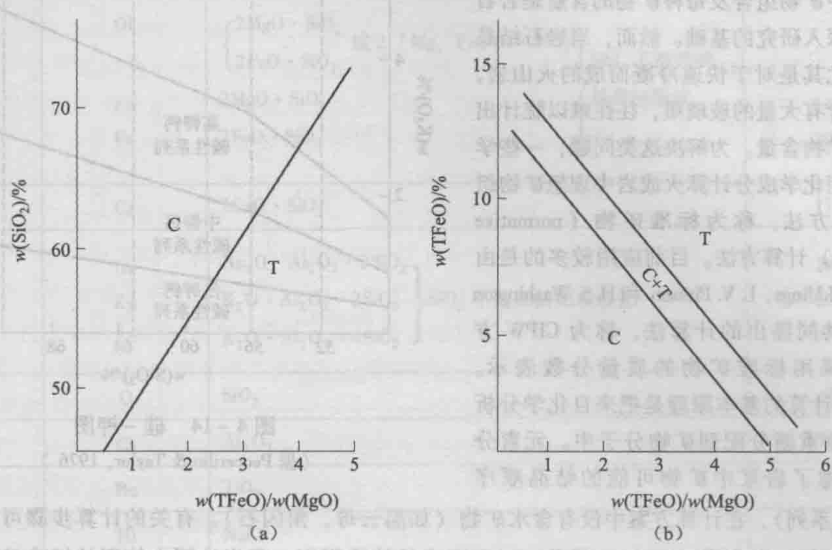


图 4 – 12　TFeO/MgO – SiO_2 图（a）和 TFeO – TFeO/MgO 图（b）

（据 Miyashiro，1974）

T—拉斑玄武岩系列；C—钙碱性系列

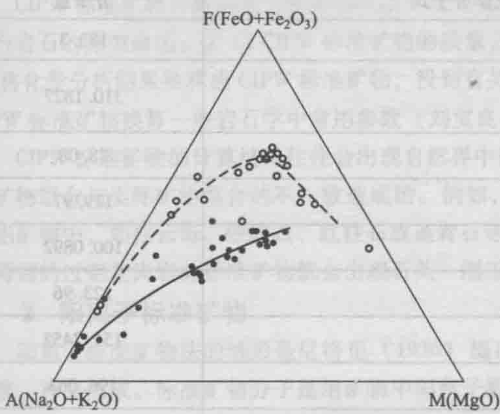


图 4 – 13　AFM 图

（据 Irvine & Baragar，1971）

虚线为拉斑玄武岩系列（空心圈为冰岛火山岩投点），该趋势是由于结晶过程中橄榄石分异的结果；实线为钙碱性系列（实心点为苏格兰火山岩投点），该趋势是单斜辉石和基性斜长石分异的结果

3. 钾玄岩系列问题

钾玄岩系列又称为橄榄玄粗岩系列，由于与钙碱性系列关系密切，仍属广义的钙碱性系列。钾玄岩系列岩石是岛弧和碰撞带与伸展环境有关的典型岩石（Morrison，1980；Gill，2010），在硅 – 碱图上，常常分布于碱性系列区，但在 AFM 图上，又常常表现为无富铁趋势的钙碱性趋势（在 AFM 图解上，碱性橄榄玄武岩系列亦有一个明显的富铁趋势）。因此，钾玄岩系列处于典型的碱性玄武岩系列和典型的钙碱性系列的过渡位置。钾玄岩系列在硅 – 碱图上表现为碱性系列的特点，是由 K_2O 含量高引起的。钾玄岩系列岩石具低钛特征，它的识别主要基于硅 – 钾图（Peccerillo & Taylor，1976）（图4 – 14）而不是硅 – 碱图，同时要有 AFM 图的验证。在矿物学上，与钙碱性系列一样都出现两种辉石（斜方辉石和单斜辉石），而有别于碱性玄武岩系列只有单斜辉石。在本章后面的表 4 – 12 中，就依据 Na_2O 与 K_2O 的相对大小，划分为弱钾质的钾玄岩 – 安粗岩系列和钠质的夏威夷岩 – 橄榄粗安岩 – 歪长粗面岩系列。

（七）标准矿物的计算

1. CIPW 标准矿物

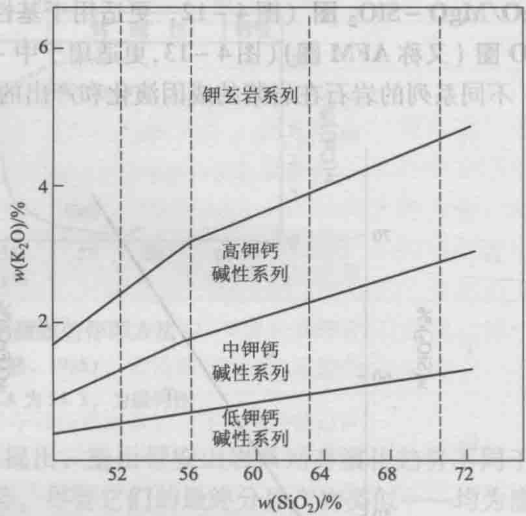


图 4－14　硅－钾图

（据 Peccerillo & Taylor，1976）

火成岩中矿物组合及每种矿物的含量是岩石分类命名及深入研究的基础。然而，当岩石结晶粒度细小、尤其是对于快速冷凝而成的火山岩，由于岩石中含有大量的玻璃质，往往难以统计出岩石的实际矿物含量。为解决这类问题，一些学者提出了利用化学成分计算火成岩中理想矿物组成及含量的方法，称为**标准矿物**（normative mineral，norm）计算方法。目前应用较多的是由 W. Cross，J. P. Iddings，L. V. Pirsson 和 H. S. Washington（1902）四人共同提出的计算法，称为 CIPW 方法，计算结果用标准矿物的质量分数表示。CIPW 标准化计算的基本原理是把来自化学分析的简单氧化物重新分配到矿物分子中。元素分配的顺序考虑了岩浆中矿物可能的结晶顺序（如鲍文反应系列），在计算方案中没有含水矿物（如黑云母、角闪石）。有关的计算步骤可参看有关的岩浆岩教材（例如邱家骧，1991），目前，已有现成的计算程序。现将计算中使用的标准矿物、代号列入表 4－9 中。

表 4－9　CIPW 标准矿物

标准矿物	缩写代号	化学分子式	分子量
锆石	Zr	$ZrO_2 \cdot SiO_2$	183.3
磷灰石	Ap	$3CaO \cdot P_2O_5 \cdot \frac{1}{3}CaF_2$	310.1827
萤石	Fl	CaF_2	78.08
黄铁矿	Py	FeS_2	119.97
方解石	Cc	$CaO \cdot TiO_2$	100.0892
铬铁矿	Cm	$FeO \cdot Cr_2O_3$	223.96
钛铁矿	Ilm	$FeO \cdot TiO_2$	151.7452
榍石	Tn	$CaO \cdot TiO_2 \cdot SiO_2$	196.063
磁铁矿	Mt	$FeO \cdot Fe_2O_3$	231.5386
赤铁矿	Hm	Fe_2O_3	159.6922
钾长石	Or	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ （SiO_2 饱和的铝硅酸盐）	556.6654
钠长石	Ab	$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ （SiO_2 饱和的铝硅酸盐）	524.449
钙长石	An	$CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ （SiO_2 饱和的铝硅酸盐）	278.2102
顽火辉石	En	$MgO \cdot SiO_2$ （SiO_2 饱和的镁硅酸盐）	100.3892
铁辉石	Fs	$FeO \cdot SiO_2$ （SiO_2 饱和的镁硅酸盐）	131.9312
透辉石	Di	$CaO \cdot (Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2$ （SiO_2 饱和的镁硅酸盐）	
紫苏辉石	Hy	$(Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2$ （SiO_2 饱和的镁硅酸盐）	
锥辉石	Ac	$Na_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 4SiO_2$ （SiO_2 饱和的镁硅酸盐）	462.0103

续表

标准矿物	缩写代号	化学分子式	分子量
硅灰石	Wo	$CaO \cdot SiO_2$	116.1642
橄榄石	Ol	$\{2MgO \cdot SiO_2$, $2FeO \cdot SiO_2\}$ 或 $2(Mg, Fe)O \cdot SiO_2$ } SiO_2 不饱和的铁镁硅酸盐	
镁橄榄石	Fo	$2MgO \cdot SiO_2$	140.6934
铁橄榄石	Fa	$2FeO \cdot SiO_2$	203.7776
硅酸钙	Cs	$2CaO \cdot SiO_2$	172.2431
霞石	Ne	$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ } SiO_2 不饱和的铝硅酸盐	284.1098
钾霞石	Kp	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	316.3259
白榴石	Lc	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$	436.4958
石英	Q	SiO_2	60.0848
刚玉	Cs	Al_2O_3	101.9612
金红石	Ru	TiO_2	79.8988
石盐	Hl	NaCl	58.443
无水芒硝	Th	$Na_2O \cdot SO_2$	126.04
碳酸钠	Nc	$Na_2O \cdot CO_2$	105.9887

CIPW 标准矿物计算结果主要应用在以下几个方面：① 对结晶细小的熔岩，可以用 CIPW 标准矿物来进行岩石的分类命名；② 以 CIPW 标准矿物的质量分数进行投影应用于岩浆岩结晶实验的物理化学相图；③ 将化学分析结果换算成 CIPW 标准矿物，投到有关相图中对已知岩石进行物化条件的成因分析；④ 通过 CIPW 标准矿物换算一些岩石学中常用参数（刘宝良，2001）。

CIPW 标准矿物的计算结果往往会出现自然界中极少出现或不存在的矿物（或矿物组合），这主要是标准矿物组合与实际矿物组合的不一致造成的。例如，在花岗岩实际矿物中，Al_2O_3 可以分配在一种或多种含铝矿物中，如白云母、矽线石、红柱石或堇青石等，但由于这些矿物在标准矿物中并不出现，因此，计算得到的过铝花岗岩的标准矿物就会出现石英－刚玉组合，而在自然界，这两种矿物一般不可能同时出现。

2. 阳离子标准矿物

阳离子标准矿物法的雏形是尼格里（1936）提出的，后经巴尔特（1962）、海契松及捷科克（1971）修改、补充而成。标准矿物分子是用矿物中阳离子数来表示。计算方法和结果与 CIPW 法相似，但它是对 CIPW 法的一种改进。尼格里认为，多数岩石主要是由硅酸盐造盐矿物组成的，而硅酸盐的基本元素是氧，其他元素绝大多数位于元素周期表前几列，这决定了它们在原子量上差别不大。如果把阳离子标准矿物分子量的大小规定为该矿物分子量除以阳离子数而得的分子量，就保证了主要阳离子标准矿物的分子量大体相等。分子量相等的就没有必要将分子数换算成质量分数，因而计算比 CIPW 更简便。

阳离子标准矿物是用该矿物分子式除以阳离子数来表示，例如，钠长石阳离子标准矿物用$\frac{1}{5}NaAlSi_3O_8$表示，代号为 Ab，即 $Ab = \frac{1}{5}NaAlSi_3O_8$。将巴尔特－尼格里阳离子标准矿物的分子式及代号列入表 4－10。

（八）岩石化学成分的仪器分析

岩石的微量元素和同位素地球化学在近几十年的飞速发展，主要得益于基础科学的发展和近代测试技术的应用。下面简要介绍岩石地球化学研究中常用的几种分析和测试方法。

表4-10　巴尔特-尼格里"阳离子标准矿物"代号、分子式表

标准矿物		代号	分子式	分子量	阳离子数
浅色矿物	石英	Q	SiO_2	60	1
	刚玉	Cs	$\frac{1}{2}Al_2O_3$	51	2
	正长石	Or	$\frac{1}{5}KAlSi_3O_8$	56	5
	钠长石	Ab	$\frac{1}{5}NaAlSi_3O_8$	52	5
	钙长石	An	$\frac{1}{5}CaAlSi_3O_8$	56	5
	白榴石	Lc	$\frac{1}{4}KAlSi_2O_6$	54	4
	霞石	Ne	$\frac{1}{3}NaAlSiO_4$	47	3
	钾霞石	Kp	$\frac{1}{3}KAlSiO_4$	53	3
暗色矿物	硅灰石	Wo	$\frac{1}{2}CaSiO_3$	58	2
	顽火辉石	En	$\frac{1}{2}MgSiO_3$	50	2
	铁辉石	Fs	$\frac{1}{2}FeSiO_3$	66	2
	镁橄榄石	Fo	$\frac{1}{3}Mg_2SiO_4$	47	3
	铁橄榄石	Fa	$\frac{1}{3}Fe_2SiO_4$	68	3
	锥辉石（霓石）	Ac	$\frac{1}{4}NaFeSi_2O_6$	58	4
	磁铁矿	Mt	$\frac{1}{3}Fe_3O_4$	77	3
	钛铁矿	Ilm	$\frac{1}{2}FeTiO_3$	76	2
	赤铁矿	Hm	$\frac{1}{2}Fe_2O_3$	80	2
	磷灰石	Ap	$\frac{1}{8}Ca_5P_3O_{12}F$	63	8
	方解石	Cc	$CaCO_3$	100	3
	黄铁矿	Py	FeS_2	120	1

1. X射线荧光光谱（XRF）

XRF分析是目前用于分析硅酸盐全岩样品的最常用方法，在微量元素分析上也有应用。该方法的适用性广，分析快速，能够分析80多种元素，检测的浓度范围可以从100%变化到几个ppm（$1ppm=10^{-6}$）。XRF分析方法的主要缺陷是不能分析比钠（钠原子序数为11）轻的元素。

2. 电子探针分析（EMPA）

电子探针主要用于矿物的主要元素分析，也可扩大束斑直径对隐晶质岩石或熔融的岩石玻璃进行主量元素分析。另外利用长的计数时间和精确的背景测量，电子探针的检测限也可延伸到微量元素的范围，满足分析部分微量元素的要求。电子探针可以对试样中微小区域（微米级）的化学组成进行定性或定量分析。可以进行点、线扫描（得到层成分分布信息）、面扫描分析（得到成分面分布图像）。还能全自动进行

批量（预置9999测试点）定量分析。电子探针技术具有极高的空间分辨率、操作迅速简便（相对复杂的化学分析方法而言）、实验结果的解释直截了当、分析过程不损坏样品、测量准确度较高等优点。

3. 质谱法（TIMS）

质谱方法是测量同位素最有效的方法。气体源质谱用于稳定同位素（C、H、O、N等）研究和氩同位素地质研究。而固体源质谱用于地质年代学和同位素地质学应用研究（Rb－Sr、Pb－Pb、Sm－Nd、U－Pb等）以及用同位素稀释进行微量元素研究。下面介绍一种最常用的质谱法——电感耦合等离子质谱（ICP－MS）是目前应用最为广泛的微量元素分析手段。它具有非常低的检测限和良好的精度及准确度。该方法可以分析大部分微量元素，在对溶样方法进行改进后，也可对部分含量极低的微量元素（如铂族元素）给出较好的分析结果。ICP－MS的一个缺点是必须将样品制成溶液，这就需要在对样品测试之前必须花更多的时间进行化学分离的过程。最近几年，激光（Laser）和ICP－MS两台仪器连接起来弥补了上述缺憾。LA－ICP－MS方法在同位素定年和矿物微区微量元素分析上取得了重要进展。

MC－ICP－MS是近年来发展起来的另外一种新的测试方法，它保持了ICP－MS高电离效率的优点，改善了磁分离器，增加了接收的法拉第杯，可以快速地分析同位素。配备了激光取样系统的LA－MC－ICP－MS，则可以直接对固体样品进行微区同位素测定。

4. 离子探针（SIMS）

离子探针（SIMS）把质谱的高精度和准确度与电子探针的细微空间分辨率有效地结合起来，可进行地质年代学、稳定同位素地球化学、微量元素分析以及矿物的元素扩散研究。离子探针技术在岩石地球化学领域具有广阔的前景，但该方法也存在着分析时间长、费用高、仪器维护较为复杂等缺点。

总之，每种分析测试方法各有其优缺点和适用范围，要根据所需解决问题的性质选用适当的分析方法。

二、岩石的物理性质

岩石的物理性质主要包括密度、磁性（包括磁化率、磁化强度、剩余磁化强度以及剩余磁化强度同感应磁化强度的比值等）、电性（包括电导率、电容率、极化率等）、孔隙度、渗透率、弹性波速度、导热性、放射性、热学性质（热导率、热容）、硬度等。这里仅介绍几种对理解岩石过程和深部地质最重要的物理性质。

（一）密度

岩石的密度是岩石基本集合相（固相、液相和气相）的单位体积质量。岩石的密度取决于它的矿物组成、结构构造、孔隙度和它所处的外部条件。大多数造岩矿物如长石、石英、辉石等具有离子型或共价型结晶键，密度为2.2～3.5g/cm^3（极少数达4.5g/cm^3）。结晶键为离子－金属型或共价－金属型的矿物，如铬铁矿、黄铁矿、磁铁矿等密度较大，为3.5～7.5g/cm^3。

侵入岩从长英质到超镁铁质，随着SiO_2含量的减少和铁镁氧化物含量的增加，岩石的密度逐渐增大。岩石中金属矿物的含量增高，岩石的密度就增大。矿区花岗岩的密度有的高达2.7g/cm^{3}以上。喷出岩的孔隙度比侵入岩大因而与相应的侵入岩相比密度要小。另外，沉积岩的密度是由组成沉积岩的矿物密度、孔隙度和填充孔隙气体和液体的密度决定的。变质岩的密度主要决定于其矿物组成。密度在重力勘探、油气储层中岩性识别、测井解释等方面应用广泛，此外对理论研究也很重要。

（二）磁性

岩石磁性是由岩石所含铁磁性矿物产生的磁性。常用的岩石磁性参数是磁化率、磁化强度、剩余磁化强度矢量，以及剩余磁化强度同感应磁化强度的比值。岩石的磁性主要决定于组成岩石的矿物的磁性，并受成岩后地质作用过程的影响。一般说，橄榄岩、辉长岩、玄武

岩等超基性、基性岩浆岩的磁性最强；变质岩次之；沉积岩最弱。火成岩的磁性取决于岩石中铁磁性矿物的含量。结构构造相同的岩石，铁磁性矿物含量愈高，磁化率值愈大。铁磁性侵入岩的天然剩余磁化强度，按酸性、中性、基性、超基性的顺序逐渐变大；沉积岩的磁性主要也是由铁磁性矿物的含量决定的；变质岩的磁性是由其原始成分和变质过程决定的。

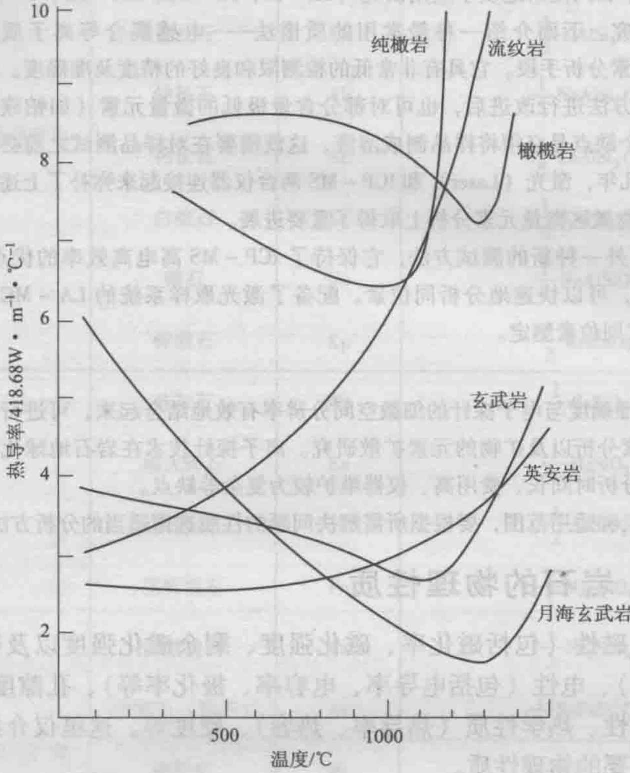


图 4－15 火成岩的热导率与温度的关系

（转引自 Williams et al.，1979）

（三）热导率

热导率是物质导热能力的量度，是一个重要的物理量。符号为 λ 或 k。其定义为：在物体内部垂直于导热方向取两个相距 1m，面积为 $1m^2$ 的平行平面，若两个平面的温度相差 1K，则在 1s 内从一个平面传导至另一个平面的热量就规定为该物质的热导率，它既控制着稳态条件下地壳各层的地温梯度，又决定着诸如侵入体的冷却等非稳态的时间尺度。热导率定义为在稳态热传导条件下，热流密度（即通过单位面积的热流量）除以一维导热体中的温度梯度所得的商。硅酸盐熔体是热的不良导体，它们的热导率（图 4－15）与两种传热体制有关，即正常晶格热传导和辐射热传递。随温度升高和晶格结构膨胀，前一种机制的作用降低，而后一种的增大。到达熔融范围内，两种效应趋于平衡，但在高温下基性岩浆的热导率通常以一个不断增大的速率降低，这种情况待续到 1200℃。温度更高时，晶体或流体的暗度快速降低，辐射热传递增强，总的热导率就要高得多。更酸性的岩石，如安山岩和流纹岩，暗度较低，因而在低得多的温度范围内就显示了热导率的增大。

岩石的热导率取决于组成岩石的矿物和固体颗粒间的介质如空气、水、石油等的绝热性质。火成岩和变质岩的热导率相对于沉积岩来说变化范围不大，数值较高。侵入岩中，超基性岩的热导率较高，花岗岩次之，中间成分的侵入岩又次之。喷出岩的热导率比相应的侵入岩小。沉积岩的热导率变化范围大是热导率较低的孔隙充填物造成的。岩石和矿物的热导率与温度、压力有关系。一般说来，温度升高，热导率降低。

（四）热容

岩浆和火成岩的最具特色的热学性质之一是，它们比热容小，而熔融热或结晶热很大。热容（heat capacity）C 的定义为 $C=\Delta Q/\Delta T$（$\delta-17$）。即当一系统接受一微小热量 ΔQ 而温度升高 ΔT 时，比值 $\Delta Q/\Delta T$ 即为该系统的热容 C。比热容（specific heat capacity）c，则是单位质量的热容，亦即单位质量物质升高一度所需的热量，$c=C/m=\Delta Q/(m\cdot\Delta T)$。熔融热或结晶热 ΔH_F 是在液相、固相共存的温度下，使单位质量物质熔融或结晶所需增加或

移出的热量。对大多数火成岩，常压下的比热容 c_p 约为 1255J/(kg·K)（Mcbirney，1984）。例如，玄武岩浆 c_p 可取 1214J/(kg·K)，而酸性岩浆的 c_p 可取 1340J/(kg·K)（马昌前等，1994）。而熔融热或结晶热 ΔH_F 的典型值约介于（$2.5\times10^5 \sim 4.2\times10^5$）J/kg 之间。可见在相变温度下，使岩石熔融所需吸收（或放出）的热量，在其他温度时则能使这些岩石（或岩浆）温度改变 200～300℃。

（五）弹性波速

横波（S）是指振动方向与传播方向相垂直的波，纵波（P）是指振动方向与传播方向相同的波。在岩石和矿物中传播的速度 v_P 和 v_S 是地球物理勘探中常用的两个参数。岩石中的波速取决于其矿物成分和孔隙充填物的弹性。对固体矿产、油气、工程中的地震勘探、**垂直地震剖面**（Vertical Seismic Profiling，VSP）等非常重要。

火成岩和变质岩的弹性波速度与岩石密度的关系接近于线性关系，密度越大，速度越高。火成岩和变质岩的含水饱和度增大时，v_P 变大，v_S 也变大，但不如 v_P 的变化那样显著。气饱和岩石的 v_P 比相应的水饱和岩石的 v_P 小。片麻岩等片理发育的岩石，沿片理面测量的波速大于垂直片理面测量的波速，有时相差 1 倍以上。与结晶岩相比，沉积岩中的弹性波速度受孔隙度的影响很大，变化范围很宽。表 4－11 列出了一些火成岩的 P 波速资料，可见，在未蚀变的火成岩中，速度是比较高的，但火山碎屑岩和蚀变的火成岩，波速就变化很大。

表 4－11　火成岩的波速

火　成　岩	波速 v_P/km·s^{-1}
近地表未风化的侵入岩	5.0～6.2
粗玄岩（南非）	6.1
粗玄岩（元古宙安大略省）	6.7
玄武岩流，从顶到底的变化值	2.9～6.1
玄武岩流，平均值	4.2
未蚀变超基性、基性岩（得克萨斯州蛇纹石岩塞）	5.5～7.3
蚀变的玄玻凝灰岩（得克萨斯州蛇纹石岩塞）	2.9
高原玄武岩（哥伦比亚盆地）	5.8
玄武岩中互层的粘土层（哥伦比亚盆地）	1.7
未蚀变的安山质凝灰岩（乔治亚洲）	5.0
蚀变的浊沸石凝灰岩（乔治亚洲）	3.3
流纹质熔岩、熔结凝灰岩（内华达州）	>5.5
火山灰流、灰雨凝灰岩（内华达州）	<2.1

（据 Schutter，2003）

三、火成岩的分类命名

（一）分类命名原则及依据

1. 基本原则

（1）分类命名应尽可能符合岩石形成的物理化学条件。

（2）分类应尽可能地与传统习惯用法一致，命名应遵守自然科学术语从先的惯例。

（3）分类应力求简明和便于使用。

（4）岩石命名应根据它们现在是什么，而不是它们原来可能是什么。

2. 分类的主要依据

◎*产状及结构构造分类*：根据产状和结构构造，可将火成岩划分为侵入岩（包括浅成岩和深成岩）和喷出岩（火山岩）两大类，这种划分是利用矿物成分和化学成分进行进一步分类命名的基础。

各类侵入岩与喷出岩之间化学成分相似，但结构构造及矿物特征存在差异。深成岩的矿物颗粒较粗，多为显晶质、中粗粒结构或似斑状结构，易于辨认，因而一般以实际矿物含量为基础进行岩石分类，称为定量矿物成分分类。目前，对浅成岩的分类更多地参照了深成岩的方法，但在命名时可以突出其结构特征（如花岗斑岩）。喷出岩包括熔岩和火山碎屑岩，其中，熔岩如果粒度细小甚至存在玻璃质，以隐晶质－玻璃质结构、斑状结构为主，难以确定矿物组成，其分类就应以化学成分为基础，例如，采用 TAS 分类法或利用标准矿物来进行分类。但如果其矿物成分可以测定，仍优先使用定量矿物分类方法。火山碎屑岩主要依据其结构构造区分不同的岩石类型，相关内容将在第十章中介绍。

◎*矿物成分分类*：火成岩的矿物成分是分类的重要依据。火成岩由各种造岩矿物组成，而这些造岩矿物的生成又取决于岩浆的成分和岩石形成的环境。所以，确定矿物的种类和含量具有重要意义。岩石的色率（镁铁质矿物的百分含量）是火成岩鉴定和分类的重要标志之一。按岩石的色率，分为：

——*超镁铁质岩*（色率为 90～100）

——*镁铁质岩*（色率为 50～90）

——*中性岩*（色率为 15～50）

——*长英质岩*（色率为 0～15）

进一步，还可根据矿物的种属和含量对岩石进行命名。

◎*化学成分分类*：火成岩的化学成分也是重要的分类依据。在火成岩中（除碳酸岩等岩石外），SiO_2 含量占重要地位，因此，通常根据 SiO_2 含量把岩石分为超基性岩、基性岩、中性岩、酸性岩等岩类，再进一步采用其他方法或指标进行分类命名。

最合理的分类命名方法应该综合考虑火成岩的所有特征，如矿物成分、化学成分、结构构造、产状和岩石的共生组合规律等。一般，岩石定名所采用的依据顺序是：矿物成分优于化学成分，主量元素优于微量元素。

（二）本书采用的分类命名方案

1. 深成侵入岩分类和命名

（1）深成侵入岩的分类

首先要统计岩石中镁铁质矿物的百分含量（色率，或 M 值）。然后采用不同的图解进行实际矿物含量的分类。具体方法如下：

1）对于 $M<90$ 的岩石，要进一步统计岩石中石英（Q）、斜长石（P）（$An>5$）、碱性长石（A）（包括 $An<5$ 的钠长石）、似长石（F）的含量，使用国际地科联推荐的 QAPF 双三角图（图 4－16）分类。由于深成岩中石英与似长石不共生，每一种岩石只能含四种矿物中的三种，所测定的矿物含量就只会投入到双三角图中的一个三角形区内。注意，在投图前应将实测的三种矿物含量总和重新换算为 100%，然后按图 4－17 所示的方法投点，最后据投点落入的区域确定岩石的基本名称。

需说明的是：在富斜长石的几个分区内，均有两个以上的岩石名称，最终定名还需考虑斜长石的牌号和镁铁矿物的含量和种类。其中，辉长岩与闪长岩的区别为：前者 $An>50$，

一般色率大于50，而后者An<50，色率一般小于50。斜长岩是指斜长石含量大于90%的岩石。

依据国际地科联通过的火成岩分类命名方案，还可使用Streckeisen & Le Maitre（1979）提出的Q′、F′、AnOr值火成岩分类图（图4-18），不仅可以解决Ab的分配（A及P中皆需Ab）问题，直坐标也易于投影。Q′、F′、AnOr为尼格里-巴尔特阳离子标准矿物计算的数值，岩石名称除了缺少QAPF投图中的1号与15号外（少见）。其他同国际地科联推荐的QAPF双三角分类图（图4-16）。

2）M≥90的火成岩称为超镁铁质岩，它包括SiO_2<45%的超基性岩和部分SiO_2>45%的基性岩。全晶质的超镁铁质岩要按照所含的镁铁质矿物（橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、角闪石、黑云母等）的含量进行分类（图4-19）。

3）对于镁铁质侵入岩（辉长岩），应据其中的暗色矿物种类及含量进一步分类（图4-20）。当暗色矿物主要为辉石和橄榄石时，用图4-20a分类；暗色矿物主要为辉石和角闪石时，用图4-20b分类；暗色矿物主要为辉石时，用图4-20c分类。

（2）侵入岩命名的原则

根据上述分类方案，得到了岩石的基本名称。接下来还需要对岩石进行进一步命名，确定岩石的种属。岩石命名的一般原则是：

1）以岩石中所含次要矿物（>5%）为前缀，例如闪长岩中含有10%的辉石，则该闪长岩应命名为辉石闪长岩；次要矿物不止一个时，按“少前多后”的原则排列，例如橄榄岩中含斜方辉石10%，褐色角闪石5%时，则该橄榄岩应命名为角闪方辉橄榄岩。

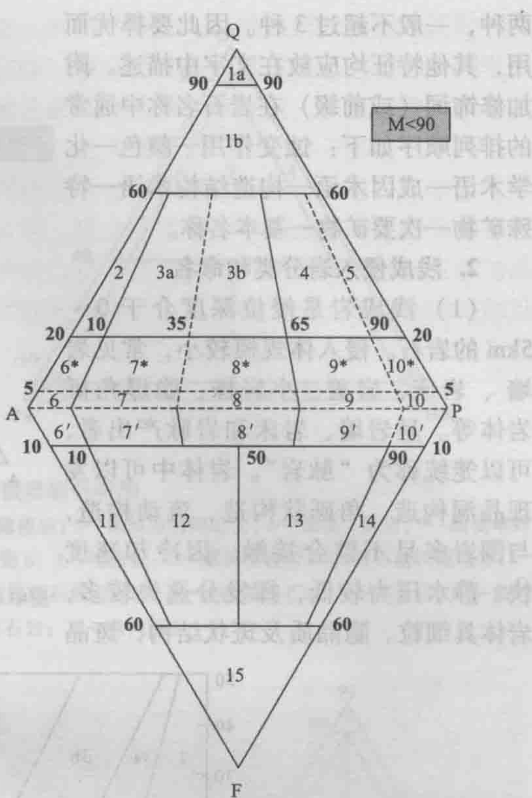


图4-16 侵入岩的QAPF双三角分类图

Q—石英；A—碱性长石（正长石、微斜长石、条纹长石、An_{0-5}的钠长石等）；P—An_{5-100}的斜长石；F—似长石（霞石、方钠石、黄长石等）；M—铁镁矿物及相关矿物（云母类、角闪石类、辉石类、橄榄石类、不透明矿物及绿帘石、石榴子石、榍石等副矿物）。1a—硅英岩；1b—富石英花岗岩；2—碱长花岗岩；3—花岗岩（3a—正长花岗岩或普通花岗岩，3b—二长花岗岩）；4—花岗闪长岩；5—英云闪长岩；6*—石英碱长正长岩；7*—石英二长岩；8*—石英二长闪长岩；9*—石英二长闪长岩/石英二长辉长岩；10*—石英闪长岩/石英辉长岩/石英斜长岩；6—碱长正长岩；7—正长岩；8—二长岩；9—二长闪长岩/二长辉长岩；10—闪长岩/辉长岩/斜长岩；6′—含似长石碱长正长岩；7′—含似长石正长岩；8′—含似长石二长岩；9′—含似长石二长闪长岩/二长辉长岩；10′—含似长石闪长岩/辉长岩；11—似长正长岩；12—似长二长正长岩；13—似长二长闪长岩；14—似长辉长岩/似长闪长岩；15—似长石岩

2）某些特殊矿物无论含量多少都可参加命名，如堇青石花岗岩、绿帘石花岗闪长岩。

3）特殊结构、构造也应可以参加命名，如晶洞花岗岩。

4）岩石若遭蚀变且需要在其命名中加以强调时，需将蚀变矿物冠于岩石基本名称之前，如蛇纹石化二辉橄榄岩、绢云母化闪长玢岩等。

5）侵入岩名称的构成：附加修饰词+基本名称。附加修饰词（或前缀）常用的只是一

两种，一般不超过 3 种。因此要择优而用，其他特征均应放在文字中描述。附加修饰词（或前缀）在岩石名称中通常的排列顺序如下：蚀变作用—颜色—化学术语—成因术语—构造结构术语—特殊矿物—次要矿物—基本名称。

2. 浅成侵入岩分类和命名

（1）浅成岩是侵位深度介于 0 ~ 5km 的岩石。侵入体规模较小，常见岩墙、岩床、岩盖、小岩株、隐爆角砾岩体等。呈岩墙、岩床和岩脉产出者，可以笼统称为“脉岩”。岩体中可以发现晶洞构造、角砾状构造、流动构造，与围岩多呈不整合接触。因冷却速度快、静水压力较低，挥发分逸失较多，岩体具细粒、隐晶质及斑状结构，斑晶可具熔蚀或暗化边结构。矿物常保存了高温条件下的结构状态，常见高温石英斑晶、透长石斑晶，出现易变辉石等矿物。围岩接触变质较弱，有时有硅化、绿泥石化、绢云母化蚀变。浅成相小型侵入体常与金属矿产有关，尤其是隐爆角砾岩体，是很好的容矿岩体。

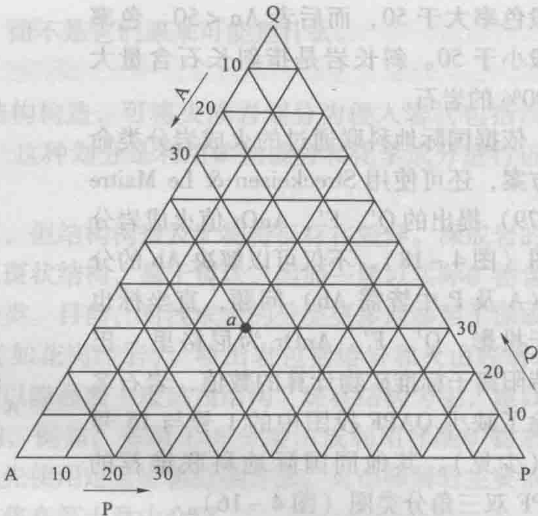


图 4－17　矿物分类三角图投图方法

图中 *a* 点成分相当于 Q 30%，P 30%，A 40%，投点位于 Q 30%，P 30% 和 A 40% 三条含量线的交点上

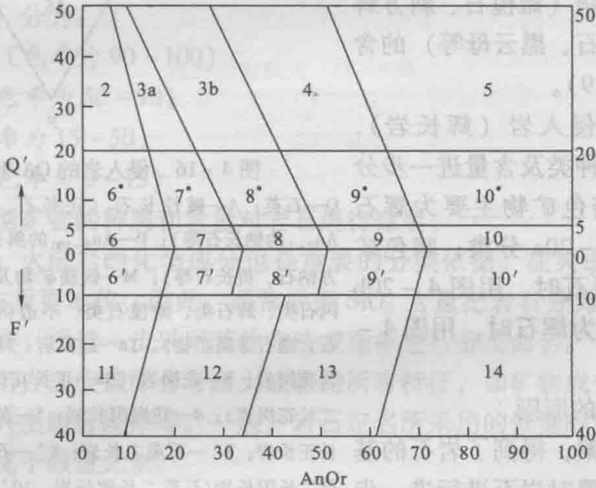


图 4－18　侵入岩的 Q′、F′、AnOr 分类图

（据 Streckeisen & Le Maitre，1979）

$Q' = Q/(Q + Or + Ab + An)$；$F' = (Ne + Lc + Kp)/(Ne + Lc + Kp + Or + Ab + An)$；$AnOr = An \times 100/(Or + An)$。

2—碱长花岗岩；3—花岗岩（3a—正长花岗岩或普通花岗岩，3b—二长花岗岩）；4—花岗闪长岩；5—英云闪长岩；6*—石英碱长正长岩；7*—石英二长岩；8*—石英二长闪长岩；9*—石英二长闪长岩/石英二长辉长岩；10*—石英闪长岩/石英辉长岩/石英斜长岩；6—碱长正长岩；7—正长岩；8—二长岩；9—二长闪长岩/二长辉长岩；10—闪长岩/辉长岩/斜长岩；6′—含似长石碱长正长岩；7′—含似长石正长岩；8′—含似长石二长岩；9′—含似长石二长岩/二长辉长岩；10′—含似长石闪长岩/辉长岩；11—似长正长岩；12—似长二长正长岩；13—似长二长闪长岩；14—似长石辉长岩

（2）根据脉岩的矿物组合，可分为两类：① 与深成岩矿物组合相似的脉岩，称为未分脉岩。未分脉岩可参考常见的深成侵入岩的基本名称，结合岩石的结构特点来定名，如花岗

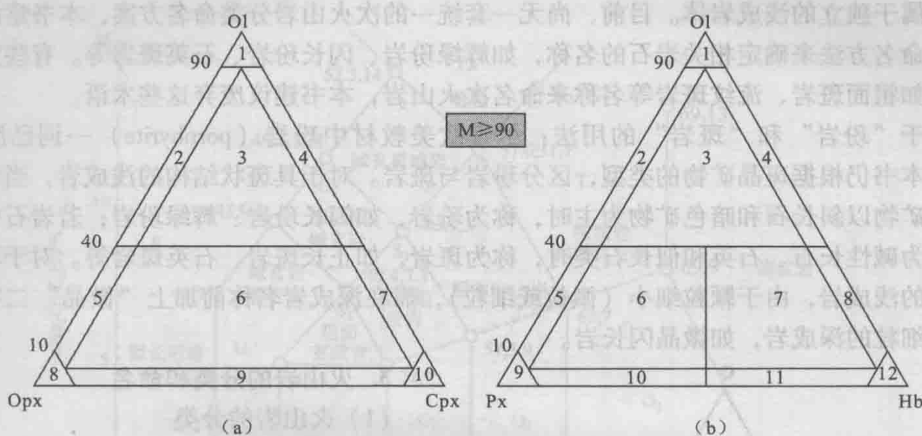


图 4－19　超镁铁质岩分类图

图 a：1—纯橄岩；2—方辉橄榄岩；3—二辉橄榄岩；4—单辉橄榄岩；5—橄榄方辉辉石岩；6—橄榄二辉岩；7—橄榄单辉辉石岩；8—方辉辉石岩；9—二辉辉石岩；10—单斜辉石岩。图 b：1—纯橄岩；2—辉石橄榄岩；3—辉石角闪橄榄岩；4—角闪橄榄岩；5—橄榄辉石岩；6—橄榄角闪辉石岩；7—橄榄辉石角闪石岩；8—橄榄角闪石岩；9—辉石岩；10—角闪辉石岩；11—辉石角闪石岩；12—角闪石岩

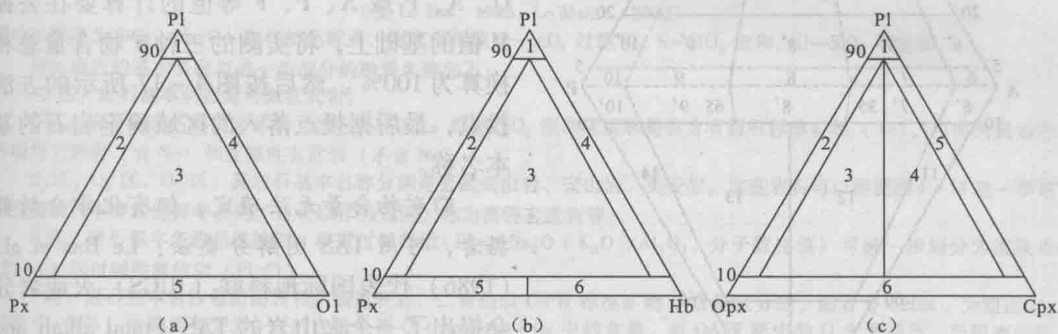


图 4－20　辉长岩及相关岩石矿物分类图

图 a：1—斜长岩；2—辉长岩（Cpx > Opx）、苏长岩（Opx > Cpx）、辉长苏长岩（Cpx ≈ Opx）；3—橄榄辉长岩、橄榄苏长岩、橄榄辉长苏长岩；4—橄长岩；5—含斜长石的超镁铁岩。图 b：1—斜长岩；2—辉长岩（Cpx > Opx）、苏长岩（Opx > Cpx）、辉长苏长岩（Cpx ≈ Opx）；3—辉石角闪辉长岩、辉石角闪苏长岩、辉石角闪辉长苏长岩；4—角闪石辉长岩；5—含斜长石角闪辉石岩；6—含斜长石辉石角闪石岩。图 c：1—斜长岩；2—苏长岩；3—单斜苏长岩；4—斜方辉长岩；5—辉长岩；6—含斜长石辉石岩

斑岩、闪长玢岩、微晶闪长岩、正长斑岩、辉绿岩等。斑状花岗岩等岩石属于深成岩（其基本名称是“花岗岩”，具似斑状结构），不在浅成岩的讨论范围内。② 与深成岩成分差别较大的脉岩，称为二分脉岩，包括以浅色矿物为主的细晶岩（具细粒结构）和伟晶岩（具伟晶结构）；以暗色矿物为主的煌斑岩。煌斑岩一般具有煌斑结构，即以自形的角闪石、云母等镁铁质矿物作斑晶。煌斑岩命名时要考虑斑晶的类型及斑晶与基质的主要矿物等（详见第十一章）。

（3）次火山岩是与火山岩（喷出岩、火山碎屑岩）同源的、侵位于地表以下很浅部位的侵入岩，它们常常是火山通道相的组成部分。然而，由于受露头观察限制，次火山岩的判别具有不确定性，主要看它是否与火山岩在空间、时间和成因上存在联系。如果与火山岩空间上相连、形成时间相近、成分和外貌相似，表明与火山岩有密切联系，一般应属于次火山岩。如果该区无火山岩出露而侵入岩发育，且与侵入岩关系密切，则可能是深成岩体的浅成

相，或属于独立的浅成岩体。目前，尚无一套统一的次火山岩分类命名方案，本书建议按浅成岩的命名方法来确定相关岩石的名称，如辉绿玢岩、闪长玢岩、石英斑岩等。有些文献使用了诸如粗面斑岩、流纹斑岩等名称来命名次火山岩，本书建议废弃这些术语。

关于“玢岩”和“斑岩”的用法：尽管欧美教材中**玢岩**（porphyrite）一词已废弃不用，但本书仍根据斑晶矿物的类型，区分玢岩与斑岩。对于具斑状结构的浅成岩，当岩石中的斑晶矿物以斜长石和暗色矿物为主时，称为玢岩，如闪长玢岩、辉绿玢岩；若岩石中的斑晶矿物为碱性长石、石英和似长石类时，称为斑岩，如正长斑岩、石英斑岩等。对于不具斑状结构的浅成岩，由于颗粒细小（微粒或细粒），需在深成岩名称前加上“微晶”二字，以此区别细粒的深成岩，如微晶闪长岩。

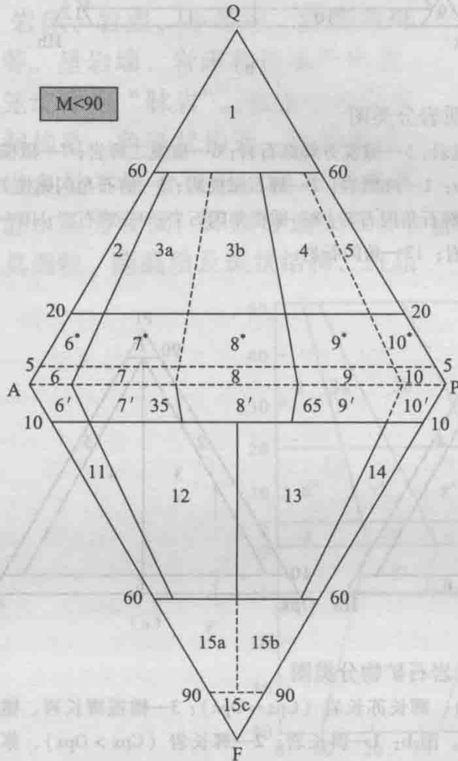


图4－21　火山岩的QAPF分类命名图

1—富石英流纹岩；2—碱长流纹岩；3a和3b—流纹岩；4和5—英安岩；6—碱长粗面岩；7—粗面岩；8—安粗岩；9、10、9*、10*、9′、10′—玄武岩、安山岩；6*—石英碱长粗面岩；7*—石英粗面岩；8*—石英安粗岩；6′—含似长石碱长粗面岩；7′—含似长石粗面岩；8′—含似长石安粗岩；11—响岩；12—碱玄质响岩；13—响岩质碧玄岩（Ol＞10%），响岩质碱玄岩（Ol＜10%）；14—碧玄岩（Ol＞10%），碱玄岩（Ol＜10%）；15a—响岩质似长岩；15b—碱玄质似长岩；15c—似长岩

3. 火山岩的分类和命名

（1）火山岩的分类

◎*矿物含量可以确定者，可用QAPF分类法*：此法用于M＜90，且能够确认实际矿物含量的火山岩。QAPF图的分类基本名称和分区与侵入岩的对应，但略有简化（图4－21）。在使用QAPF图解时，应注意：其Q、A、P或A、P、F等值的计算要在去掉M值的基础上，将实测的三种矿物含量总和换算为100%。然后按图4－17所示的方法投点，最后据投点落入的区域确定岩石的基本名称。

◎*矿物含量无法确定，但有化学分析数据者，可用TAS图解分类法*：Le Bas et al.（1986）代表国际地科联（IUGS）火成岩分会提出了一个火山岩的TAS（total alkali and silica）分类方案（图4－22；表4－12），并被IUCS于1989年推荐使用。

应用TAS分类应注意以下几点：分析化验的岩石要选用无风化、无蚀变、无矿化的比较新鲜的岩石，有些受到低级变质作用影响的火山岩也可使用。新鲜岩石的岩石化学标准是$w(H_2O)<2\%$，$w(CO_2)<0.5\%$，不新鲜者不予采用；在除去岩石中的H_2O和CO_2后，再把其他氧化物重新计算为100%。

◎高镁火山岩：是指岩石中MgO＞8%者。像这样的岩石没有包括在TAS图中，则需根据其岩相学及岩石化学特征确定名称，如表4－13所示。

◎海相火山岩：在上述分类图中没有表示，常用的名称有细碧岩、角斑岩和石英角斑岩，它们分别代表蚀变了的基性、中性和酸性的海相火山岩。

（2）火山岩命名的原则

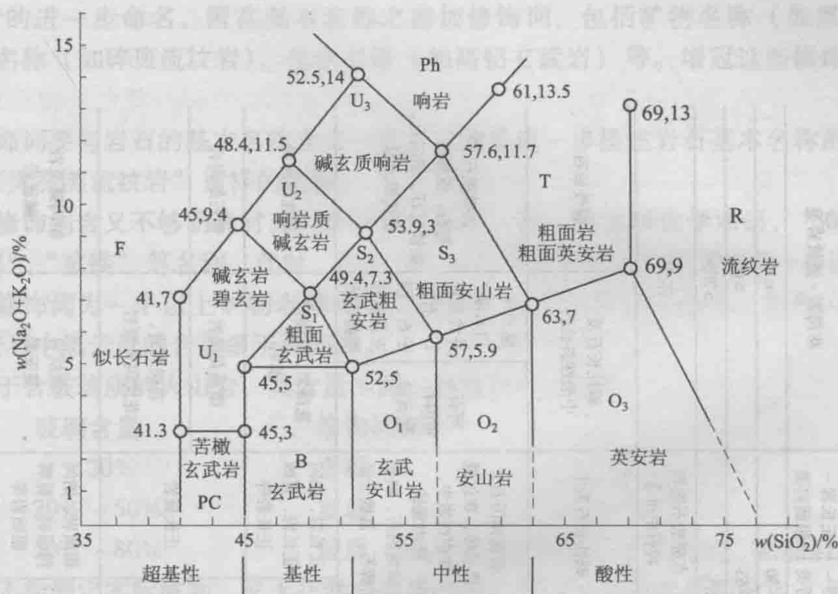


图 4－22　火山岩 TAS 分类图

（据 Le Bas，1986；Le Maitre，2002）

图中小圆点为 SiO_2、Na_2O+K_2O 的坐标点，附有坐标值 O—SiO_2 过饱和，S—SiO_2 饱和，U—SiO_2 不饱和

各区岩石的基本名称与进一步细分的种属名称如下：

PC 区：岩石基本名称是苦橄玄武岩。

B 区：岩石基本名称是玄武岩（$SiO_2>48\%$）。根据 SiO_2 饱和程度和是否含有霞石标准矿物（Ne），可将玄武岩分为碱性玄武岩（含 Ne）和亚碱性玄武岩（不含 Ne）。

O_1 区、O_2 区、O_3 区：其岩石基本名称分别是玄武安山岩、安山岩、英安岩。这些岩石可以根据图 4－14 进一步划分为高钾、中钾和低钾等系列，也可以作为冠词，称为高钾玄武岩等。

R 区：岩石基本名称是流纹岩，根据过碱指数（$PI=(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$，分子数比值）可进一步划分为流纹岩（$PI<1$）和过碱性流纹岩（$PI>1$）。

T 区：岩石基本名称是粗面岩和粗面英安岩，二者是以 CIPW 标准矿物 Q 含量区分的，前者 $Q<20\%$，为粗面岩，后者 $Q>20\%$，为粗面英安岩，Q 的含量是指 Q + An + Ab + Or 中的含量，与 QAPF 图中的 Q 含量相当。当粗面岩的 $PI>1$ 时，称为过碱性粗面岩。

S_1 区、S_2 区和 S_3 区：基本名称是粗面玄武岩、玄武粗安岩和粗安岩。根据 K、Na 的相对含量进一步区分为钠质的夏威夷岩－橄榄粗安岩－歪长粗面岩系列和弱钾质的钾玄岩－安粗岩系列。其对应的岩石名称如表 4－12。

U_1 区：岩石基本名称是碧玄岩区和碱玄岩区，其区别在于 CIPW 标准矿物橄榄石（Ol）的含量，前者 $Ol>10\%$，后者 $Ol<10\%$。

U_2 和 U_3 区：岩石基本名称是响岩质碱玄岩和碱玄质响岩。

F 区：岩石基本名称是似长石岩，其主要种属是霞石岩和白榴岩。

表 4－12　图 4－22 部分岩石的进一步划分

S_1、S_2 和 S_3 区进一步划分	粗面玄武岩	玄武粗安岩	粗安岩
钠质系列（$Na_2O-2\%\geq K_2O$）	夏威夷岩	橄榄粗安岩	歪长粗面岩
（弱）钾质系列（$Na_2O-2\%<K_2O$）	钾质粗面玄武岩	钾玄岩	安粗岩

（据 Le Maitre，2002）

表 4－13　高镁火山岩岩石类型划分

名　称		SiO_2	MgO	Na_2O+K_2O	TiO_2
玻镁（古）安山岩		>53%	>8%	—	<0.5%
苦橄岩类	苦橄岩	<53%	>18%	>1%（<2%）	—
	科马提岩	<53%	>18%	<1%	<1%
	麦美奇岩	<53%	>18%	<1%	>1%

（据 Le Maitre，2002）

表4-14 常见的火成岩类型及基本特征

暗色矿物含量分类			超镁铁质岩类		镁铁质岩类			中性岩类			长英质岩类		
酸度分类			超基性岩	基性岩				中性岩			酸性岩		
碱度和铝饱和指数分类				亚碱性		碱性		亚碱性		碱性	准铝质	过铝质	过碱质
基本特征 \ 岩石类型			橄榄岩－苦橄岩类		辉长岩－玄武岩类	碱性辉长岩－碱性玄武岩类		闪长岩－安山岩类	二长岩－粗安岩类	正长岩－粗面岩类	花岗岩－流纹岩类		
色率(M)			>90		50~90			15~50			<15		
$w(SiO_2)$/%			<45	45~52				52~63			>63		
石英含量（体积分数）			不含		可含	不含		<20%			>20%		
似长石含量（体积分数）			不含	不含	不含	可含	>5%	不含		在硅酸不饱和岩石中可含	不含		
长石种属及含量			很少	较少	基性斜长石	碱性长石及基性斜长石		中性斜长石，可含碱性长石	碱性长石、斜长石	碱性长石为主	碱性长石及中酸性斜长石		碱性长石
暗色矿物及特征矿物			橄榄石、斜方辉石、单斜辉石为主，角闪石次之	角闪石、辉石为主	普通辉石、低钙辉石（顽火辉石、易变辉石），可含橄榄石、角闪石	普通辉石（含钛），橄榄石较多		角闪石为主，辉石、黑云母次之		普通角闪石、黑云母，在过碱性中性岩中，还出现钠质角闪石、钠质辉石、富铁云母	辉石、角闪石、黑云母	黑云母、白云母，并含堇青石、石榴子石、刚玉及铝硅酸盐矿物	铁橄榄石、霓石、霓辉石、钠铁闪石、钠闪石、富铁黑云母
侵入岩	深成岩	显晶质等粒结构或似斑状结构	纯橄岩、辉石橄榄岩	辉石岩、角闪石岩	辉长岩、苏长岩、斜长岩	碱性辉长岩		闪长岩	二长岩	正长岩、钠闪正长岩、霓辉正长岩等	花岗岩、花岗闪长岩		碱性花岗岩
	浅成岩	全晶质细粒等粒结构	苦橄玢岩		辉绿岩	碱性辉绿岩		闪长玢岩	二长斑岩	正长斑岩	微晶花岗岩		霓石细岗岩
		斑状结构			辉绿玢岩	碱性辉绿玢岩					花岗斑岩、花岗闪长斑岩		
喷出岩		斑状结构、隐晶质结构或玻璃质结构	苦橄岩、玻基纯橄岩、科马提岩、麦美奇岩		拉斑玄武岩、高铝玄武岩	碱性玄武岩、碱玄岩、碧玄岩、白榴岩		安山岩	粗安岩	粗面岩、钠闪粗面岩、霓辉粗面岩等	流纹岩 英安岩		钠闪碱流岩、碱流岩

注：① 特殊岩类（包括金伯利岩、钾镁煌斑岩、煌斑岩、碳酸岩及大部分 SiO_2 不饱和的岩石）、脉岩、火山碎屑岩未列入表内。

② 分类表长英质或酸性岩石的石英含量分界为20%，该数值是石英的相对含量（即石英、斜长石和碱性长石加起来重算为100%的含量），并非石英的实际含量。大量统计表明，石英的实际含量（薄片中测定的体积分数）为18%就属于长英质或酸性岩类。

火山岩的进一步命名，需在基本名称之前加修饰词，包括矿物名称（如黑云母安山岩）、结构名称（如碎斑流纹岩）、化学术语（如高铝玄武岩）等。增冠这些修饰词的主要原则是：

1）修饰词要与岩石的基本名称含义一致，只能是进一步描述岩石基本名称的特征，如不能出现“无石英流纹岩”这样的名称。

2）当修饰词含义不够明确时，应给以量的概念，如一些地球化学术语，“高钾”、“低钾”、“富锶”、“贫镁”等名称，此时，注明大于或小于某个值或应用图解进一步说明。

3）当修饰词为一个以上矿物名称时，应按照少前多后原则来命名。如角闪黑云安山岩，表示岩石中黑云母的含量多于角闪石。

4）对于含玻璃质的火山岩，其含量不同，修饰词也不相同：

玻璃含量	修饰词名称
<20%	含玻
20%～50%	富玻
50%～80%	玻质（或另用专用名称，如黑曜岩、松脂岩、珍珠岩）

5）在不能测定实际矿物，又无化学分析数据时，可以根据斑晶种类命名（见下面中的简易命名方法）。

（三）火成岩的简易分类命名方法

1. 侵入岩的野外分类

野外分类是深成岩 QAPF 图解的简化形式（图 4－23a，b），在野外地质调查中，当暂时不能获得精确的实际矿物含量时，深成岩的野外分类只作为一种临时性的方法使用。当得到了岩石的实际矿物含量时，则应采用深成岩 QAPF 双三角图解（图 4－16）进行分类和命名。

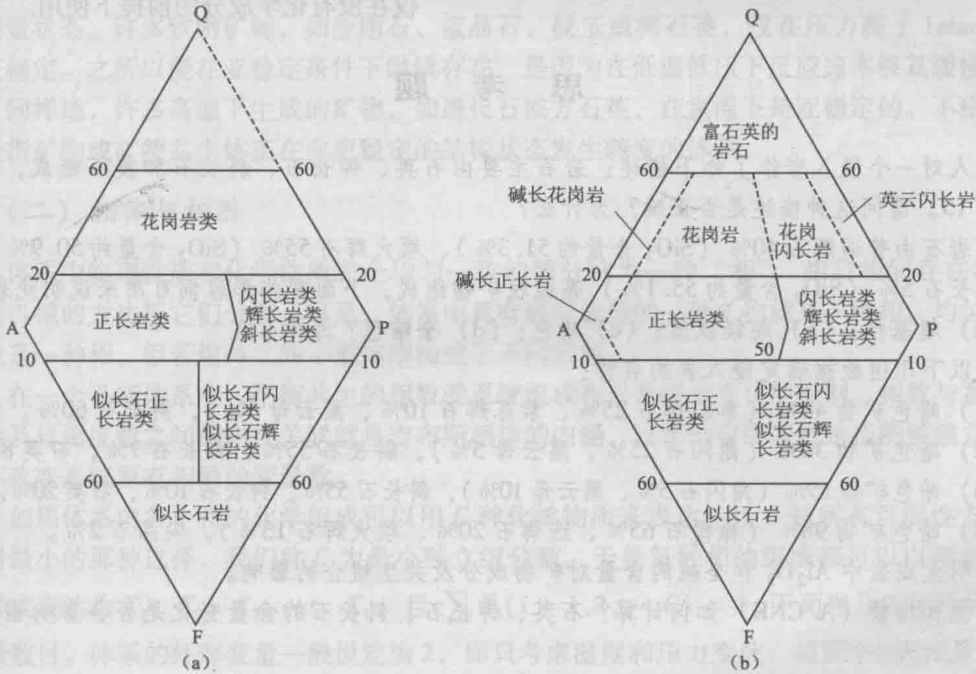


图 4－23　深成岩 QAPF 初步分类（供野外使用）

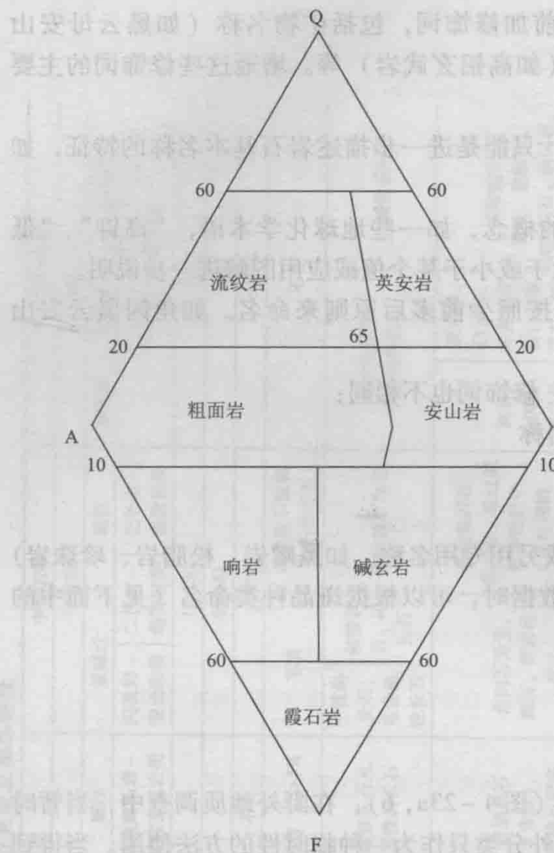


图4－24　简化的火山岩 QAPF 分类图

（据 Le Maitre，2002，有修改）

在野外岩石的命名：

（1）各区岩石的命名参看图4－16。

（2）含碱性暗色矿物的岩石，应用“碱性”这一术语作前缀，如碱性花岗岩等。在第九章中，则称为过碱质花岗岩。

（3）在野外描述中粒或粗粒岩石时，应估计每种矿物的百分含量，不认识的矿物也要估计含量，并简要记录其特征供以后参考。综合各种特征进行岩石命名。

2. 火山岩的野外分类

在实际矿物含量和岩石化学分析结果都没有时，可把火山岩野外分类当作一种临时方法来使用。对应于侵入岩的 QAPF 图，一些岩石学家建议使用简化的火山岩 QAPF 分类图（图4－24），根据岩石中斑晶的矿物组成来分类。其使用方法是：先统计出斑晶的组成，然后把 Q、A、P 或 F、A、P 的含量换算成总量为 100% 时的含量，最后在 QAPF 图上投图。与 TAS 分类图相比，火山岩 QAPF 分类要粗略得多，因此这种方法仅在没有化学成分的前提下使用。

思　考　题

1. 某人对一个侵入岩作了如下描述：岩石主要由石英、钾长石、斜长石和霞石组成，色率为15。请问这种描述是否正确？为什么？
2. 某岩石由普通辉石40%（SiO_2 含量约51.3%）、顽火辉石55%（SiO_2 含量约50.9%）和斜长石5%（SiO_2 含量约55.1%）等粗粒矿物组成，下面哪些形容词可用来说明此岩石：（a）超基性；（b）超镁铁质；（c）暗色；（d）全暗色？为什么？
3. 用以下几组数据确定侵入岩的名称：

   （1）暗色矿物40%（单斜辉石25%、紫苏辉石10%、黑云母5%），斜长石60%。

   （2）暗色矿物30%（角闪石25%、黑云母5%），斜长石55%，钾长石7%，石英8%。

   （3）暗色矿物15%（角闪石5%、黑云母10%），斜长石55%，钾长石10%，石英20%。

   （4）暗色矿物98%（橄榄石65%、透辉石20%、顽火辉石13%），尖晶石2%。
4. 说明火成岩中 Al_2O_3 和全碱的含量对矿物成分及共生组合的影响。
5. 铝饱和指数（A/CNK）如何计算？石英、钾长石、斜长石的含量变化是否会影响铝饱和指数的大小？
6. 计算表4－2中最后6种岩石的 A/CNK，并结合化学成分与矿物成分的分析，讨论可能分别存在哪些矿物。

第五章　热力学与岩浆体系的熔体-晶体平衡

一、相图及相关概念

（一）体系与平衡体系

热力学把从整体中孤立出来的研究对象称为体系，体系以外与体系有关的部分称为环境。体系的划分因研究目的的不同而有差别。以火成岩研究为例，如果要研究长石环带的成因，我们就需要把单个的长石环带孤立出来，而在此环带形成之时，与长石平衡共生的熔体以及其他的晶体相都属于环境。但如果要研究岩浆的结晶演化过程，那么整个岩浆房内的岩浆物质都属于体系，整个围岩系统就是环境。

体系的划分有多种方案，按照体系与环境之间物质和能量的交换情况，可划分为封闭体系、开放体系和孤立体系。与外部环境之间只有能量交换而没有物质交换者，属于封闭体系；两者均有交换者称为开放体系；两者均没有交换者称为孤立体系。根据体系内部的热力学平衡状态，又可分为平衡体系和非平衡体系。平衡体系是以其最低能量状态同外加条件相一致的体系，其内部丝毫没有自发地发生变化的趋势。非平衡体系则是指体系正在变化或具有某种变化趋势。一个体系不是处于平衡就是处于非平衡状态。在平衡体系中存在可预见的热力学规律，因此是热力学研究的重点。同样，体系还可以分为稳定体系、亚稳定体系与不稳定体系。稳定体系即平衡体系；亚稳定体系则是看起来处于平衡，但实际体系并未处于最低能量状态。许多致密矿物，如金刚石、蓝晶石、硬玉或柯石英，仅在压力高于1atm时才真正稳定。之所以能在亚稳定条件下继续存在，是因为在低温低压下反应速率极其缓慢的缘故。同样地，许多高温下生成的矿物，如透长石或方石英，在室温下是亚稳定的。不稳定体系是指矿物或矿物共生体正在向更稳定的结构状态发生转变的体系。

（二）相律与相图

体系中物理性质和化学性质完全均匀一致的部分称为一种“相”。相与相间存在界面，可用机械的方法把它们分离。可见，体系中具有确定成分的一种矿物就是一种相，均匀的熔体也是一种相。但若熔体之间不混熔则构成了不同的相。

在一个平衡体系中，平衡共生的相数受系统组成和外界环境变化的控制。相数与系统组分数及自由度数之间的内在关联就是吉布斯相律的内涵。这里的自由度数是指能够独立变化而不改变系统原有相数的变量数。

如果体系内各个相的化学组成可以用 C 种化学物质来表达，且 C 是所有可能性方案中数目最小的那种选择，我们称 C 为最小独立组分数。于是每种相的组成都可以以摩尔分数的形式表达为 X_1，X_2，X_3，…，X_C，且 $\sum X_i(i=1,2,\cdots,C)=1$。下面来分析该体系中的变量数目。体系的外部变量一般设定为2，即只考虑温度和压力变化，适用于封闭系统。体系的内部变量则体现在各个相的化学组成变化上。若体系中存在 P 个相，那么就存在 $P(C-1)$个独立组分变量，因为每个相中所有组分的摩尔分数和为1，实际上只有$C-1$个

独立摩尔分数能够作为变量。如此可知体系的独立变量数为 $2+P(C-1)$。

然而，在平衡体系中各相之间不存在任何物质转移，每一种组分在体系各相（a，b，c，…，p）中的化学势相等。换言之，对于 P 种相中的任意组分 i 而言，其在各相中并不能独立变化，而是受 $P-1$ 个关系式制约。那么，整个体系中可以独立变化的变量数就应该减少 $C(P-1)$。因此，体系的自由度应该是 $F=[2+P(C-1)]-[C(P-1)]$，或者 $F=2+C-P$。

请注意，数字 2 代表的是变量温度与压力，适用于封闭体系。如果是开放体系，需要考虑到外界物质的带入与带出，此时数字应大于 2。另一方面，如果压力（或是温度）确定了，或是恒定不变，那么 $F=1+C-P$，如果压力和温度都确定了，那么 $F=C-P$。

相图也称相态图或相平衡状态图，是用来表示平衡体系中组成、共生相与其他变量（如温度、压力）之间关系的图解。相图一般只能表示两个参数的情况，即压力－温度，压力－成分或温度－成分。三个或多个变量的相图只能在特殊的投影下才能表示出来。在岩石学研究中我们常常借助相图来说明岩石的结晶或反应过程。另一方面，达到了平衡态的矿物组合往往也能反映结晶过程中物理化学条件的变化，因此相图分析是一种非常有用的研究手段。需要说明的是，相图与相律涉及较多的实验岩石学与热力学知识，读者可以参考相关教材和参考书目（例如，周珣若和王方正，1987；周金城和王孝磊，2005；邓晋福，1987；Ernest，1981 中文版等）。

（三）一元体系：纯相熔融与同质多象

一元系是指研究对象只有一种纯物质，即独立组分数 $C=1$。根据相律公式，$F=1-P+2=3-P$，因此相数最多不超过 3，自由度不超过 2。这里我们以无挥发分的 SiO_2 相图为例加以说明。

SiO_2 一元系（图 5－1）有重要的地质意义。在 SiO_2 一元系中存在七个相，即 SiO_2 的六个同质多相变体（α－石英、β－石英、鳞石英、方石英、柯石英、斯石英）和熔体相。每个矿物或熔体的稳定区域称为“双变域”，在每个双变域内，$P=1$，自由度 $F=3-1=2$，意味着压力、温度两个变量可以在一定的范围内独立变化而不改变体系的相组成。双变域被“单变线”隔开，在单变线上两个相邻矿物或熔体与矿物共存。在单变线上，$P=2$，自由度 $F=3-2=1$。这意味着要保持两个相邻相共存，就只有一个变量可以独立变化。因此温度和压力要保持协变关系，二者之间的关系就是单变线的几何方程。三条单变线或三个双变域交会的点为三相共存的点。该点上，$P=3$，$C=1$，即 $F=0$，所以，此点是温度、压力都不能独立变化的“不变点”。

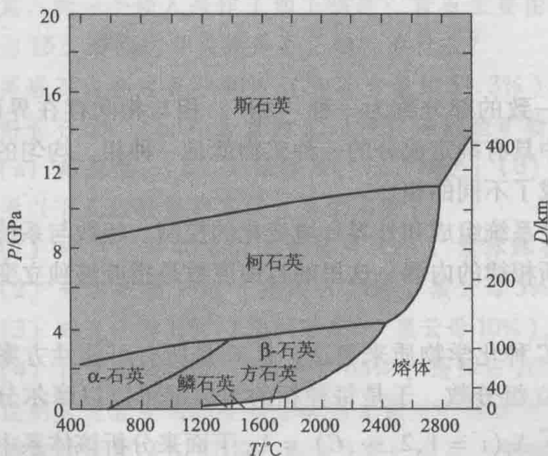


图 5－1　SiO_2 一元系相图

（据 Blatt & Tracy，1996）

图中阴影表示晶体稳定的区域

石英的同质多象体广泛分布于地壳之中。鳞石英和方石英只会出现在低压高温的火山环境之中。在地壳岩石中要找到高压的柯石英是非常困难的，其主要见于高压－超高压变质带中。另外，在陨石撞击成因的富硅质的岩石中也找到了柯石英和斯石英。前者是因为高

压－超高压岩石可能曾经进入到地幔深处，后者则与陨石撞击时产生的瞬时高压有关。当高压－超高压变质的柯石英折返到地壳层次后，会发生不同程度的退变质而转化为石英。

（四）二元体系

二元系有两个独立组分，即 $C=2$。如果只考虑温度或压力其中之一的影响，则其相律公式为：$F=2-P+1=3-P$，相数 P 的变化范围为 1～3，自由度 F 的变化范围为 0～2。常见的二元相图类型有低共熔系，一致分解熔融系，液态、固态有限及无限混熔系等。二元系相图判读方便，在分析岩浆结晶过程、矿物共生组合、岩石结构及成因方面有重要意义。本节仅介绍两个较为常用的二元系相图，并说明相图的解读方法。

1. 透辉石（Di）－钙长石（An）二元系

透辉石（Di）－钙长石（An）二元体系由鲍文在 1915 年首次阐述，已经成为经典的二元系相图，可以用来理解玄武质岩浆中斜长石与辉石结晶的简单模型（图 5－2）。请注意，在这个二元体系中，二组分的化学表达式与晶体相的化学式完全一致。但在大多数体系中，相的化学式与系统组分的化学表达式是不同的。

为了更深入地理解二元体系，必须熟悉一些特别线条的含义与规则。相图中表示熔融完全结束或者是结晶刚刚开始的曲线称为**液相线**（liquidus）。与之对应，表示熔融刚刚开始或者是结晶完全结束的曲线称为**固相线**（solidus）。垂向的等值线指示体系的化学组成。在图 5－2 中表示为纵向的线落在 90% 处，具体的含义是体系由 90% 的钙长石（An）和 10% 的透辉石（Di）组成。**等温线**也叫**等热线**，在图中是一条水平线。

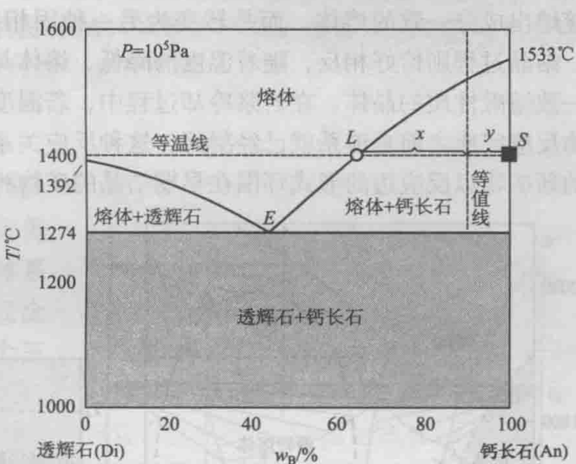


图 5－2 一个标准大气压下（$P=10^5$Pa）透辉石－钙长石二元系相图（据 Yoder，1976）

组成为 An = 90% 的体系在 1400℃下共生的两个相为熔体＋钙长石晶体。此时熔体的化学组分又是多少呢？熔体与晶体的比值又是多少呢？回答这两个问题，必须认识到等温线与液相线相交于 L 点，与右纵轴交于 S 点，图中分别以空心圆与实心方形表示。介于 L 点与 S 点间的线段称为连接线，它将两个稳定共生相通过点线联系起来。点 S 代表钙长石晶体，点 L 代表 1400℃时与钙长石共生的熔体的组成，作一条过点 L 的垂向等值线与横轴相交，可得到熔体的组分由 62% 的钙长石和 38% 的透辉石组成。

L 相与 S 相的相对比值可运用杠杆法则来确定。具体方法如下：等温连接线上的点 S 与点 L 各自代表了 1400℃下共生的固态相与液态相。想象这条线是一个置于支点上的机械杠杆，两端分别有 S 与 L。平衡实际上就类似儿童游乐园里的跷跷板，固态相的质量分数 S 乘以其杠杆臂长 y 必等于液态相的质量分数 L 乘以它的杠杆臂长 x，即 $S\times y=L\times x$。固体相和液体相质量分数之和为 100%，即 $S+L=1$，得到 $S\times y=(1-S)\times x=x-S\times x$ 或 $S=x/(x+y)$。因此，我们测量图 5－2 中的距离 x 与 y，并且计算出比值为 0.72，此比值就是固态相钙长石晶体在 1400℃下的质量分数。即晶体占 72%，剩下的 28% 是熔体。注意例子中的成分点与固态相点 S 的距离较其与液态相点 L 的距离更近，相应地晶体的比例较熔体而言更高。随着温度的

不断下降，晶出的钙长石量不断增加，而剩余的熔体成分不断朝富透辉石组分的方向演化。

当熔体组分演化到 E 点时，透辉石与钙长石同时晶出，因而被称为**共结点**。此时体系由钙长石、熔体的两相共生转变为钙长石晶体、透辉石晶体与熔体的三相共生。当 P 确定时，根据相律 $F=1+C-P=1+2-3=0$。这表明共结点 E 是等压二元图解中唯一的一个不变点。在 E 点所有变量都必须是确定，即压力 $P=1\text{atm}$，$T=1274℃$。此时熔体的成分为 $X_L=An_{42}Di_{58}$。

透辉石－钙长石体系可以看成玄武质岩浆结晶过程的简单模型。含有较多钙长石组分的岩浆在液相线处会首先结晶出钙长石，从完全的液态相变为液态相＋钙长石结晶相。在一段温度范围内，钙长石持续不断地结晶。当温度降低至共结点处时，透辉石也开始晶出。可以料想，这种成分的玄武岩会由高温的钙长石斑晶与细小的含有辉石的基质组成。而如果岩浆更富含透辉石组分的话，玄武岩则可能会由辉石斑晶与含有钙长石的细小基质组成。

2. 镁橄榄石（Fo）－SiO_2 二元系

该二元系（图 5－3）的熔融过程可分为两种情况：不一致熔融与一致熔融。一致熔融是指一种固体熔融后形成一种同成分的液相。不一致熔融则是指某结晶相在温度升高时并不直接熔出成分一致的熔体，而是转变为另一种固相和熔体，后两者与原来的固相成分不一致。结晶过程则恰好相反，随着温度的降低，熔体与一种早期结晶相反应生成一种新的具有不一致熔融性质的晶体。在岩浆冷却过程中，若温度下降得足够快，即在熔体与早期结晶的矿物反应完成之前总体系就已经凝固，这种反应关系就可以被保存下来，可以观察到反应生成的新矿物以反应边的形式环围在早期结晶的矿物相之外。

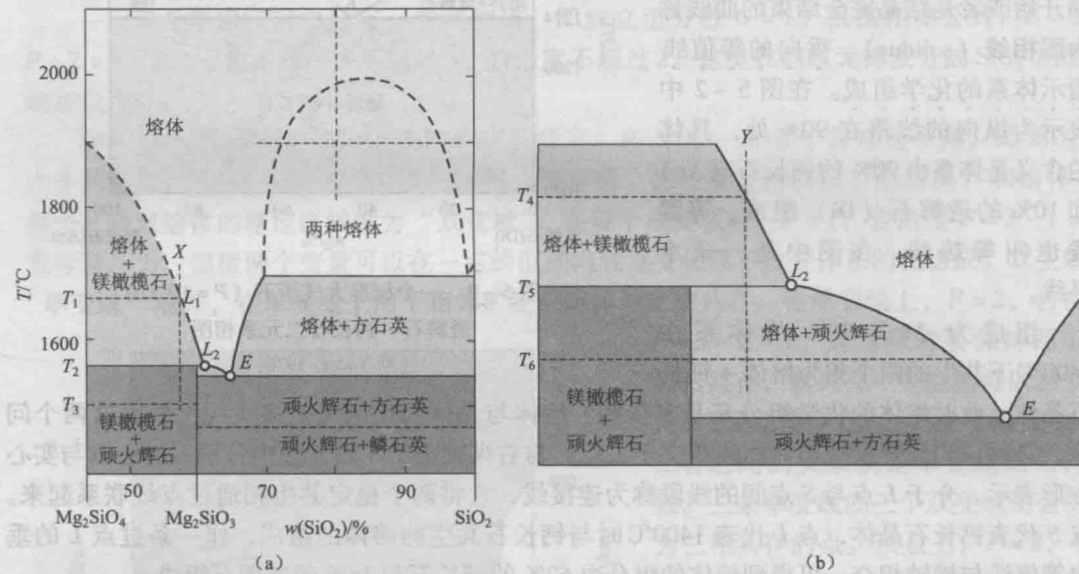


图 5－3　一个标准大气压（$P=10^5\text{Pa}$）下镁橄榄石－石英二元系相图

（据 Bowen & Anderson，1914，修改）

图中浅色阴影区域表示硅酸盐熔体与一种晶体相的平衡，深色阴影区域表示两种晶体相之间的平衡。底部横轴表示硅酸盐成分的含量，其中镁橄榄石、顽火辉石、点 L_2 和点 E 的 SiO_2 含量分别为 42.7%、59.85%、61%、65%。b 图为相图 a 中转熔点附近区域的放大

当图 5－3a 中成分为 X 的熔体冷却到温度 T_1 时，纯镁橄榄石开始结晶。随着进一步的冷却，镁橄榄石逐渐析出，使熔体变得更加富 SiO_2，直至体系温度下降到 T_2 到达近结点（或转熔点），此时成分为 L_2 的熔体和与纯镁橄榄石平衡共存。近结点是固体与熔体间的反

应点。在更高温下矿物与熔体可以共存，但在较低温下要发生反应。因此，继续冷却将导致镁橄榄石与富 SiO_2 熔体发生反应，生成顽火辉石。直至全部熔体耗尽，系统转变为镁橄榄石和顽火辉石共生。如果熔体较顽火辉石略微富 SiO_2，如图 5－3b 中成分为 Y 的熔体，冷却到温度 T_4 时镁橄榄石开始晶出。随着温度的逐渐下降，镁橄榄石不断析出，剩余熔体变得越来越富 SiO_2，直至体系到达温度 T_5。在温度为 T_5 时，与成分为 X 的熔体演化的情况相同，镁橄榄石与富 SiO_2 熔体 L_2 反应形成顽火辉石，如果体系温度能在 T_5 保持足够的时间，所有的镁橄榄石都将反应殆尽。至 T_5 的稍下方开始，大量顽火辉石从熔体中结晶，体系进入顽火辉石和熔体共存区。最后温度达到 T_6 时，体系由顽火辉石和共结点成分的熔体组成。此时 SiO_2 矿物开始晶出。进一步降温则导致剩余熔体彻底结晶成顽火辉石和 SiO_2 矿物。最终的固相体系是约 98% 的顽火辉石和 2% 的 SiO_2 矿物。

值得注意的是，镁橄榄石先结晶，但不出现于最终矿物中，如果冷却不是在近于平衡的条件下缓慢进行，而是快速进行，以致橄榄石没有足够时间与熔体彻底反应，那么部分反应将在橄榄石颗粒的边部形成顽火辉石环边。这是鲍文反应系列的实例。

其他常用的二元相图包括：透辉石(Di)－钠长石(Ab)系、钠长石(Ab)－SiO_2 系、霞石(Ne)－SiO_2 系、白榴石(Lc)－SiO_2 系、钠长石(Ab)－钙长石(An)系等，它们都包含有具体的岩石学意义，读者可参考有关书目，进行进一步的学习。

（五）三元体系

三元系相图较一元系和二元系相图复杂，判读亦较难。这里仅介绍最简单的具三元低共结点的三元系相图，它的特点是组成体系的各组分在液态时完全混熔，在固态时完全不互熔，也不形成中间化合物，具有一个三元低共结点。

1. 立体相图的构成要素及底面投影

图 5－4 所表示的是一个三面棱柱体状的立体示意相图。底面为一个浓度三角形，由端元组分 A、B、C 以任意比例组成的体系在此三角形中均可表达为一个成分点。垂直坐标为温度。A'、B'、C' 分别代表三端元组分 A、B、C 的熔点。三个棱面分别代表 $A-B$、$B-C$、$C-A$ 三个二元系，E_1、E_2、E_3 分别为这三个二元系的共结点。如果已知任何不同比例的三元混合物完全熔融到液相时的温度（也即从岩浆中开始析晶的温度），以此温度和对应的体系成分为坐标，在这个三面棱柱体内进行空间投影即可得到三个液相（曲）面，即Ⓐ（$A'E_1E'E_3$ 面）、Ⓑ（$B'E_1E'E_2$ 面）、Ⓒ（$C'E_2E'E_3$ 面），这三个（曲）面也称液相面。在这三个液相面上，开始晶出的固相分别为 A、B、C 相，因此，称之为 A 始（首，初）晶面（区）、B 始（首，初）晶面（区）、C 始（首，初）晶面（区）。

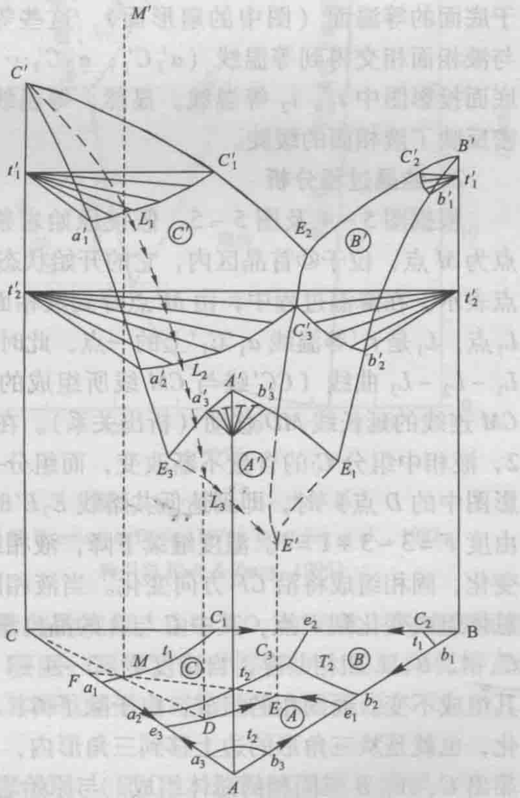


图 5－4　具有低共熔点的三元立体示意相图
（据周珣若和王方正，1987）

根据熔点降低原理，当二元系中加入第三组分后，低共熔点亦随之降低。随着加入量的

增多，低共熔点不断下降。因此，在三元系相图内形成的三个液相面汇集于E'点，即三元低共熔点。三条低共熔曲线E_1E'、E_2E'、E_3E'，就是三个液相面之间的交线。在低共熔曲线上，液相与两个固相相处于平衡，三相共存，自由度$F=3-3+1=1$。在三元低共熔点（E'点），组成为E'的液相与A、B、C三个固相处于平衡，四相共存，自由度$F=3-4+1=0$，三元低共熔点是整个系统存在液相的最低温度点。

由于立体图在使用上比较麻烦，因此经常用在底面等边三角形上的垂直投影图表示三元相系的相图。如图5-4所表示，底面三角形的边分别代表$A-B$、$B-C$、$C-A$三个二元体系，e_1、e_2、e_3分别代表它们的共结点，Ⓐ、Ⓑ、Ⓒ分别代表液相面Ⓐ′、Ⓑ′、Ⓒ′的投影，e_1E、e_2E、e_3E分别代表低共熔线E_1E'、E_2E'、E_3E'的投影，E代表三元低共熔点E'的投影。

投影图上表示温度的方法如下：① 将一些固定点的温度（如熔点、低共熔点、一致熔融点、分解熔融点等）直接标在图上。② 低共熔线上的箭头表示温度下降的方向，三角形边上的箭头表示二元体系中液相线温度下降的方向。③ 通过立体图的温度坐标，以一定温度间隔t'_1、t'_2作平行于底面的等温面（图中的扇形面），这些等温面与液相面相交得到等温线（$a'_1C'_1$，$a'_2C'_3\cdots$），在底面投影图中t_1、t_2等温线。显然，等温线的疏密反映了液相面的缓陡。

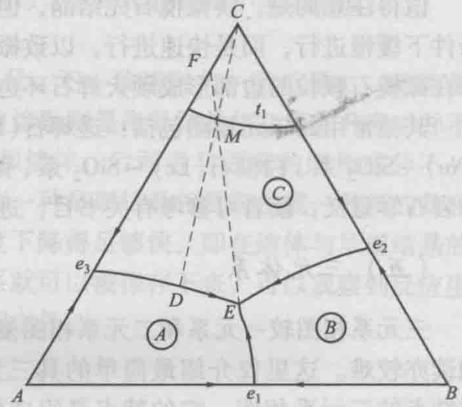


图5-5　具三元低共熔点的三元系结晶过程分析示意图
（据周珣若和王方正，1987）

2. 结晶过程分析

根据图5-4及图5-5，假设原始岩浆成分点为M点，位于Ⓒ首晶区内，它的开始状态由M'点表示。在降温过程中，由M'点降到液相面上的L_1点，L_1是t_1'等温线$a_1'C_1'$上的一点，此时，C开始晶出。随着温度的下降，液相线将沿着$L_1-L_2-L_3$曲线（CC'线与CM线所组成的平面与Ⓒ液相面的交线）移动，即沿投影图上CM连线的延长线MD移动（析出关系）。在此过程中，只有C晶出，自由度$F=3-2+1=2$，液相中组分C的含量不断改变，而组分A与B的量比保持不变。当温度降到L_3点（投影图中的D点）时，即到达低共熔线E_3E'时，则A亦晶出，此时，C、A、L三相共存，自由度$F=3-3+1=1$。温度继续下降，液相组成将沿L_3E'曲线（投影图中的DE曲线）方向变化，固相组成将沿CF方向变化。当液相刚刚到达E'点（投影图中的E点）时，固相的总体组成变化到F点，其中C与A的晶出量的比值为$AF:FC$。在E'点由于B也晶出，所以C、A、B、L四相共存，自由度$F=3-4+1=0$。在E'点晶出过程中，液相量逐渐减少，但其组成不变。而固相的组成，由于除了C、A之外又有B的晶出，因此，从F点向M点变化，也就是从三角形的边上移到三角形内，直至岩浆全部耗尽，结晶过程全部结束。最后，晶出C、A、B三固相的总体组成。与原始岩浆成分M点一致。

总之，液相组成变化为$M\rightarrow D\rightarrow E$；固相总体组成变化为$C\rightarrow F\rightarrow M$。

在结晶过程中，固与液相之量比如下：

① 当液相组成刚刚到达D点时，液相：固相（C）$=CM:MD$。

② 当液相组成刚刚到达E点时，液相：固相（$C+A$）$=FM:ME$，$C:A=AF:FC$。

二、晶体－熔体的平衡

岩浆冷凝结晶和岩石熔融形成岩浆的过程都涉及晶体与熔体之间的相平衡。实验岩石学可以帮助我们了解这些过程中晶体结晶或消失的顺序、晶体与熔体成分演化的特征。这为我们理解岩浆作用过程提供了重要依据，也是根据岩石物质组成和结构构造特征反演岩浆作用过程的基础。值得指出的是，除温度之外，压力和挥发分对晶体－熔体的平衡影响也很大。事实上岩浆系统中普遍存在挥发分，其最主要的组成是 H_2O 和 CO_2。一方面挥发分能直接参与形成含挥发分的矿物，如角闪石、云母等，但更重要的是，它能显著地降低液相线和固相线温度，有利于初始熔融的发生。此外，在同一体系下，水压的变化可形成不同的矿物组合和结构特征，还能使稳定的矿物趋于熔解，出现熔蚀现象。

（一）长石－熔体平衡

长石是火成岩中最常见的矿物，是镁铁质至长英质岩石的主要组成部分，与长石有关的相图研究也相当多。

1. 钠长石－水体系

自 20 世纪 30 年代开始，钠长石－水体系被用来说明花岗质岩浆的形成模型。从图5－6中可见，在没有水的情况下，干的钠长石熔融曲线为一条正斜率线，熔融温度大于 1100℃。当有水加入到体系时，饱和水大幅度地降低熔融的温度（熔点）。当压力为 0.2GPa 时，干体系下熔点为 1145℃ 左右，而湿体系下只有 800℃。压力为 1GPa 时，干体系下温度为 1180℃左右，湿体系下温度为 500℃。熔体中水的加入降低了钠长石组分的活度，导致了熔点的降低。在生活中也不乏类似的例子。

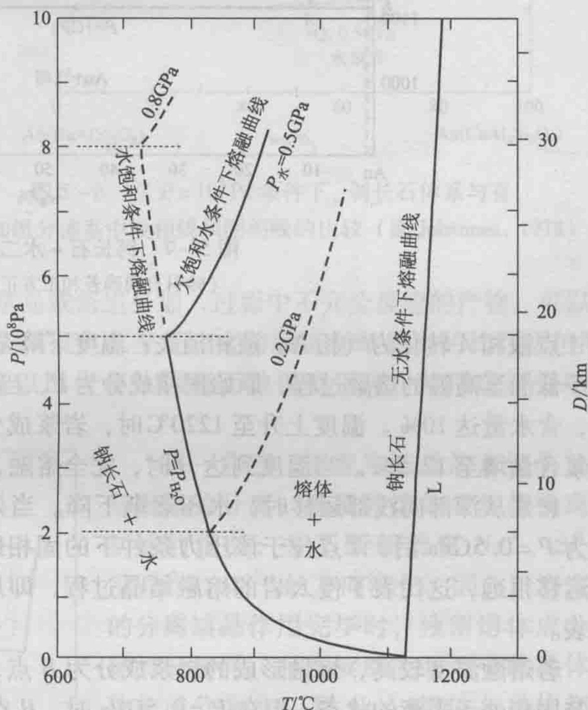


图5－6　钠长石－水体系

（据 Burnham & Davis，1974；Boettcher et al.，1982；转引自 Blatt & Tracy，1996）

在硅酸盐矿物体系中，随着压力的升高，含饱和水熔融曲线上凝结点的降低是普遍的现象。由于 CO_2 在熔体中的溶解度低，在相同压力下，水引起熔点降低的效果比 CO_2 要强。同样，相对溶解度大的氟降低熔点的能力也比 CO_2 效果强。当多种挥发分混合时，其降低熔融曲线的效应会更强烈。

2. 钙长石－水二元系

图5－7中两端元组分分别为钙长石（An）和水（H_2O）。较粗的实线与虚线分别代表在1GPa时的相图，*ABCD* 线为液相线，*DCBA* 左侧为 An＋液相区；*DCBAF* 区为液相区；*AF* 与 *NH* 之间为液相＋气相区；*NH* 线右侧为气相区。*AN* 线以下为固相＋气相。图中较细的线代表 0.5GPa 时的相图，分相界线与1GPa 时相似。

设原始成分点 *P*，含 H_2O 为 1%，温度下降，溶液到达 *DB* 线结晶出 An，溶液成分沿 *DB* 线移动，到达 *A* 点，*A* 点处的液相组成为 10% 的 H_2O。这时结晶的钙长石与液相 *A* 组成平衡，已结晶的钙长石晶体与液相含量比可根据杠杆原理算出，液相数量很少，约为 1/10，

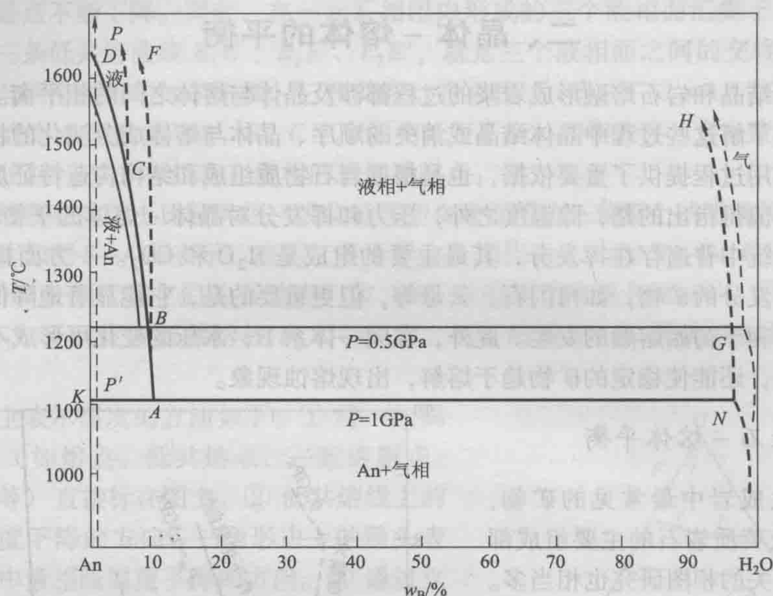


图 5-7 钙长石-水二元系相图

（转引自周珣若和王方正，1987）

在 A 点液相 A 转化为气相 N，液相消失；温度下降至 AN 线以下，形成固相+气相。反之若出于低温至高温的熔融过程，原始固相成分为 P，当温度升高至1100℃时熔出成分为 A 的岩浆，含水量达10%。温度上升至1220℃时，岩浆成分为 B 点，B 中含水较 A 少，但熔出的岩浆含量增至12.5%。当温度到达 D 时，完全熔融，含水量为1%。

岩浆从深部向浅部运移时，水压逐渐下降。当处于 A 点位置的低熔岩浆的外部压力转变为 $P=0.5$GPa 后，A 点位于该压力条件下的固相区，这样岩浆 A 很快变为固相，向上不会运移很远，这代表了侵入岩的熔融结晶过程，即局部熔融形成的低熔岩浆没有能力到达地表。

若熔融温度较高，熔融形成的岩浆成分为 B 点，它在 $P=1$GPa 时位于液相线上，为液相与固相处于平衡的状态，但在 $P=0.5$GPa 时，B 点位于气相+液相区。即在压力降低时，B 点由固相+液相→液相+气相，晶出的固相会变得不稳定，产生溶解，同时液相变为气相产生“沸腾”，这时的岩浆具有不稳定性，有能力运移较远，移动至较浅的部位，构造作用会导致其喷出地表，形成爆发式的喷发。但 D 点则仅能由固体+液相区进入液相区，表现为宁静式的喷发。当然，决定岩浆喷发类型的主要因素是岩浆的成分，但相图能帮助解释为何基性岩浆喷发时也出现爆发式的火山活动。

3. 钠长石（Ab）-钙长石（An）无限混溶二元体系

斜长石 Ab-An 二元系是完全二元固溶体系。与其他类型的二元系相比它有一个明显的特点，即虽为二元系却没有二元共结点，液相及固相的成分变化都是连续的。如图 5-8 所示，成分为 D 的熔体降温到液相线上的 E 点时，结晶出固相线上成分为 F 的斜长石。在平衡结晶中，当温度进一步降低，先形成的晶体 F 逐渐与熔体反应而改变自己的成分（从 F 至 K）。与此同时，熔体的成分也沿着液相线从 E 变化到 J。当熔体成分变化到 J 时，结晶出的斜长石成分 K 与原熔体成分 D 一致。根据杠杆法则，此时，熔体含量无限接近于零，温度略微降低，结晶结束。由此可见，在一定温度区间内，共存的两相之间连续反应，反应自身没有导致共生相类型的变化，只是导致了各相自身化学成分的变化，以及各相在体系中

所占比例的变化。

这里发生的连续反应实际上就是发生在晶体与熔体之间的离子交换反应 $Na^{+}Si^{4+} = Ca^{2+}Al^{3+}$。随着外部变量（如温度）的改变，熔体与已经形成的晶体之间发生的离子交换是通过成分迁移（扩散）作用完成的。晶体成分改变过大、熔体的粘性变强使得离子移动性减弱、变量改变过快，或是三者的综合，都能导致体系处于不平衡状态。因此，在正常的情况下，斜长石体系中不可能发生完全可逆的平衡结晶作用。事实上，岩浆岩中基本上见不到成分完全均匀的斜长石。斜长石常常是成分不均匀或是具有环带结构的，这样的斜长石是在分离结晶或新组分加入过程中不完全反应的产物。可以设想，如果斜长石晶体在与熔体通过扩散作用发生完全反应之前就被新结晶出的长石所包围，那么，早期结晶的斜长石成分特征就可以因与熔体隔离而被保留下来，并形成环带结构（图 5-9）。

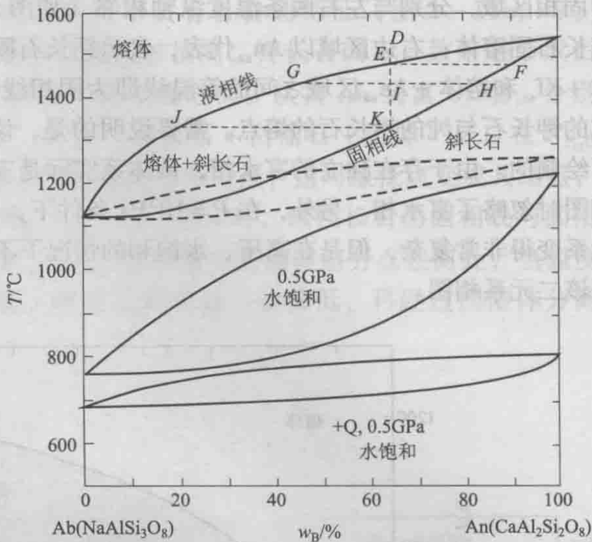


图 5-8　在 $P=10^5$Pa 条件下，斜长石体系与有附加组分体系中液相线和固相线的比较（据 Johannes，1978）

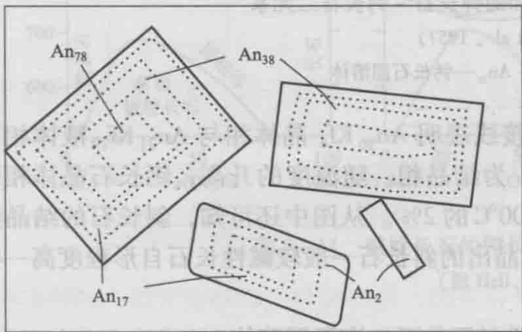


图 5-9　具环带结构的斜长石示意图

An_2 等表示斜长石的牌号

另一方面，随着先结晶的富钙斜长石与熔体的分离，残留的熔体显然就偏离了初始的组分，并不断朝着富 Na^{+}、Si^{4+}，亏 Ca^{2+}、Al^{3+} 的方向演化。因此，当完全的分离结晶作用完毕时，残留熔体成分与钠长石相同，而连续反应系列中的晶体产物的成分为 An_{78} 到 An_0。熔体与晶体都朝着富钠、富硅、贫钙质方向演化。然而自然界发生的是不完全的分离结晶作用，故最终残留的熔体常是接近低熔点成分。这里值得再一次强调，分离结晶作用与平衡结晶作用相比，晶体结晶的温度范围更广，固溶体与熔体成分的变化范围更宽。

——*斜长石体系的其他影响因素*：压力升高会使斜长石液相线与固相线的温度升高，幅度为每千巴几摄氏度。其他组分的加入，如在体系中加入透辉石（Di）或者石英（Q），也会降低组分的活度，从而降低固相线与液相线。相对而言，其他化学组分，特别是水，能够降低固相线与液相线几百摄氏度（如图 5-8）。水不仅能够降低固相线与液相线的温度，在天然的多组分岩浆中能使钙质斜长石更稳定。例如在俯冲消减区域，含水量多的玄武质岩浆，结晶形成的基本为钙长石（$An_{90\sim95}$），而在洋中脊处相对干的玄武质岩浆，其结晶形成的斜长石没有前者那么富钙。

4. 钾长石（Kf）-钙长石（An）二元有限混溶体系

有限混溶体系具有与二元共结体系相似的特征，所不同的是，在左右两边能见到两个稳

定的固相区域，分别与左右两条温度纵轴相邻（如图5－10）。左边的区域以 Kf_{ss}代表，表示钾长石固溶体；右边区域以 An_{ss}代表，表示钙长石固溶体。穿过共结点，介于全结晶相与熔体＋Kf_{ss}和熔体＋An_{ss}区域之间的等温线即为固相线，它与左右两条纵轴所交的点分别代表纯的钾长石与纯的钙长石的熔点。需要说明的是，该图是在压力为0.5GPa和水饱和的条件下绘制的。由于存在独立的富水相，该体系实际是三元的。但是基于研究目的，在实际编制相图时忽略了富水相。另外，在 $P=10^5$Pa 条件下，由于存在大面积的白榴石稳定区，该二元系变得非常复杂，但是在高压、水饱和的情况下不存在白榴石，因此选择在这种条件下绘制该二元系相图。

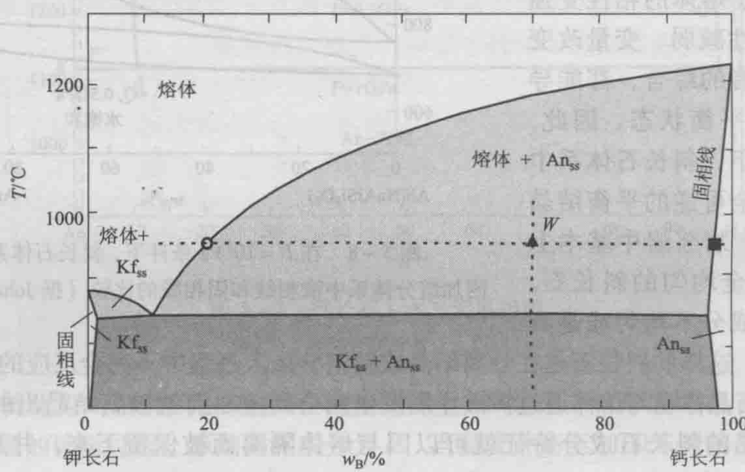


图5－10　0.5GPa下水饱和的钾长石－钙长石二元系

（据 Yoder et al.，1957）

Kf_{ss}—钾长石固溶体；An_{ss}—钙长石固溶体

以950℃，$An_{70}Kf_{30}$的体系为例，等温连接线表明 $An_{96}Kf_4$ 晶体相与 $An_{21}Kf_{79}$液体相平衡。杠杆法则得到体系中36%为液体相，64%为结晶相。随温度的升高，钙长石晶体相中钾长石溶解性降低，从850℃的4%降低到1100℃的2%。从图中还可知，斜长石的结晶温度一般高于碱性长石，因此在岩浆岩中，先结晶出的斜长石一般较碱性长石自形程度高一些（如花岗结构）。

5. 钠长石（Ab）－正长石（Or）二元碱性长石体系：有限固溶体

图5－11为不同压力条件下的钠长石－正长石二元相图，显示了压力对相平衡共生的影响。在压力为0.1GPa条件下，存在一个宽广的无限混溶的一相碱性长石区。但在压力为0.5GPa时，碱性长石变为一个有限混溶的体系。

Ab－Or二元系在水压为0.3GPa时，可视为由两个完全固溶体系列合而为一，并具有最低点的固溶体系列。不管原始熔体的位置在哪里，冷却到固相线以下时都结晶出一相碱性长石，这种碱性是钠长石与钾长石构成的固溶体。在固相线下存在固溶体分离线；当温度降到固相线以下时，通过固溶体分离分别形成富Ab和富Or的两种碱性长石。图5－11b中 a 点处熔体的成分为 $Ab_{30}Or_{70}$，当该熔体降温到液相线时，结晶出富K碱性长石 $C_1(Ab_7Or_{93})$；温度下降时，晶体－熔体相互作用，不断形成新的晶体；当析出晶体（C_3）的成分等于初始熔体成分（$Ab_{30}Or_{70}$）时，所有熔体耗尽，耗尽前的最终熔体富 Ab(I_3)，并接近最低点。温度再下降，到达固溶体分离线上的 a_4 时，钠长石固溶体从正长石固溶体主晶中出溶，沿着正长石主晶的某些结晶学方向分布构成条纹长石。

这种有限固溶体系列在较低和较高的压力下又有各自的特征（图 5 - 11a，c）。在 P_{H_2O} = 0.1GPa 时，压力的降低使液相线和最低点被抬高，钾长石因不一致熔融形成白榴石，增加该固溶体系的复杂性。在液相线 - 固相线之间，从富 Ab 到富 Or 端，分别为“钠长石 + 熔体”区，“透长石 + 熔体”区和“透长石 + 白榴石 + 熔体”区。在 P_{H_2O} = 0.36GPa 时，固相线被压低，与固溶体分离线相交切于一点，这时最低点变成共结点，该二元系变成具共结点的有限固溶体系列。P_{H_2O} = 0.5GPa 时，碱性长石的固相线与固溶体分解线相交切于共结点 E 和另外两点 M、N，这意味着不管熔体组分点在何处，当温度下降到共结点时，开始出现两种碱性长石，随着温度的进一步降低，再经过固溶体分离分别形成不同成分的条纹长石。

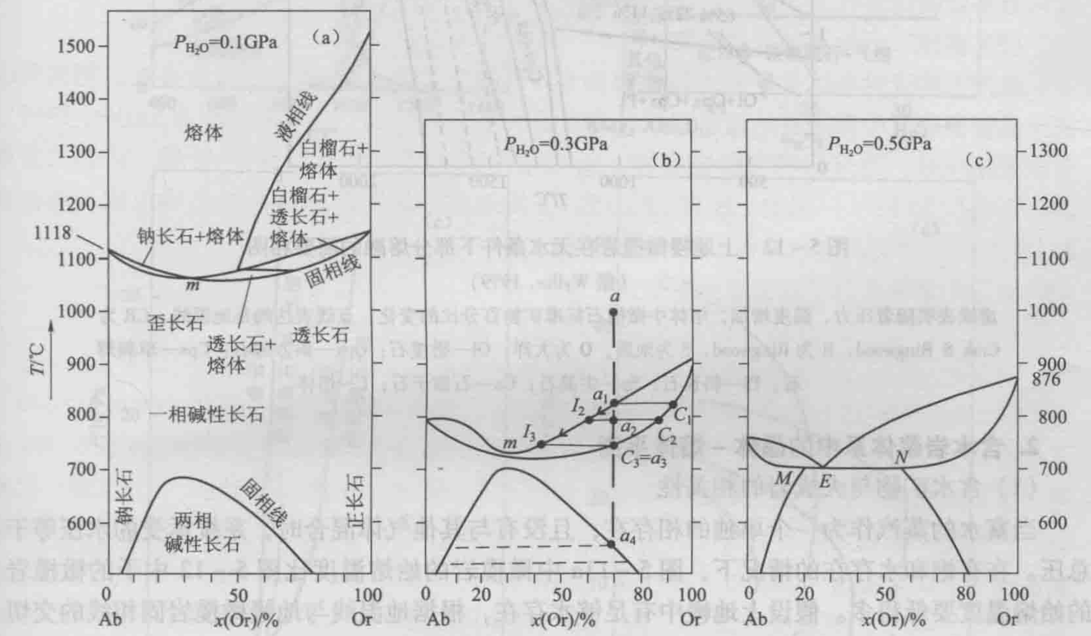


图 5 - 11　碱性长石的钾长石 - 钠长石二元系相图

（据 Hall，1987）

固溶体分离作用能否发生或分离是否彻底与温度下降的速度有关。在岩体规模较大或侵入深度较大的中深成相，温度下降速度缓慢，有充分时间使固溶体分离作用完成，形成条纹长石。相反，在浅成相侵入岩或一些小规模的岩脉、岩枝中，因温度降低较快，不利于固溶体分离作用的进行，一般不出现条纹结构。

（二）岩浆体系中的晶体 - 熔体平衡

1. 无水岩浆体系中的晶体 - 熔体平衡

关于橄榄岩的熔化实验开始都是在干的条件下进行的，如图 5 - 12。从该相图可以看出，尖晶石、单斜辉石和石榴子石在固相线以上 50 ~ 150℃都转为熔体，而与难熔的橄榄石和斜方辉石共存。近固相线熔体的成分在低压下是玄武质的，在 100km 深处的高压下是苦橄质的。从图 5 - 12 可以看出，几种地温线都不可能与干的橄榄岩的固相线相切，因此在非地热异常区的自然条件下，干的橄榄岩难以发生部分熔融。

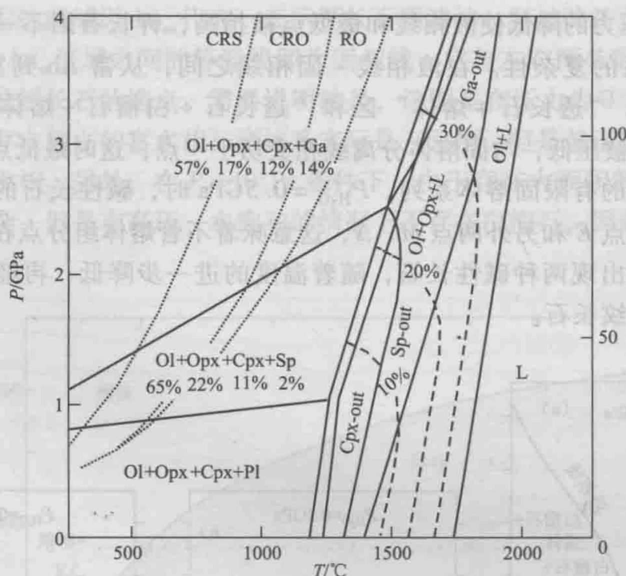


图 5-12 上地幔橄榄岩在无水条件下部分熔融的简要相图

（据 Wyllie，1979）

虚线表明随着压力、温度增加，熔体中橄榄石标准矿物百分比的变化；点线表达的是地温线，CR 为 Crak & Ringwood，R 为 Ringwood，S 为地盾，O 为大洋；Ol—橄榄石；Opx—斜方辉石；Cpx—单斜辉石；Pl—斜长石；Sp—尖晶石；Ga—石榴子石；L—熔体

2. 含水岩浆体系中的晶体-熔体平衡

（1）含水矿物与火成岩的相关性

当富水的蒸汽作为一个单独的相存在，且没有与其他气体混合时，系统承受的水压等于总压。在有饱和水存在的情况下，图 5-13a 中橄榄岩的始熔温度比图 5-12 中干的橄榄岩的始熔温度要低得多。假设上地幔中有足够水存在，根据地温线与地幔橄榄岩固相线的交切关系，在大洋岩石圈中深度 70km 处橄榄岩即开始部分熔融，在地盾区则在大约 150km 处开始部分熔融。

上地幔如果有足够的 K_2O、Al_2O_3 和 H_2O 存在时，将出现角闪石和金云母。两种矿物的分解曲线见图 5-13a，角闪石存在的深度可达100km，金云母存在的深度可达 100~180km 处。如果系统中不含过量水，即只含少量水使角闪石和金云母保持稳定，但不存在游离水蒸气，橄榄岩开始熔融的曲线就靠近图 5-13a 中的角闪石和金云母的稳定边界。在这两种矿物的分解曲线与橄榄岩固相线交切处，角闪石和金云母的分解产生的水导致形成不饱和的少量熔体，在这种情况下，可通过这些含水矿物的分解曲线模拟出橄榄岩固相线的形态。

上地幔中含水矿物主要为蛇纹石、云母与角闪石。蛇纹石是在橄榄岩中加水产生的矿物，由于它在 600℃以上容易分解，只能存在于上地幔的极浅部位或温度比较低的消减带中。一般认为，存在于上地幔的云母为高镁金云母。金云母常产于金伯利岩中的橄榄岩和榴辉岩捕虏体中。其中绝大部分金云母可能是在橄榄岩和榴辉岩捕虏体被金伯利岩岩浆捕虏后在地壳内形成的，但也有部分金云母来自于地幔。在坦桑尼亚碳酸岩、凝灰岩和产于富辉橄榄岩火山渣中的新鲜橄榄岩捕虏体中，金云母毫无疑问是地幔起源的（Dawson et al.，1970）。角闪石也经常产于地幔起源的橄榄岩中，且绝大多数具有近似韭闪石的成分，少量为富 K 的碱锰闪石。

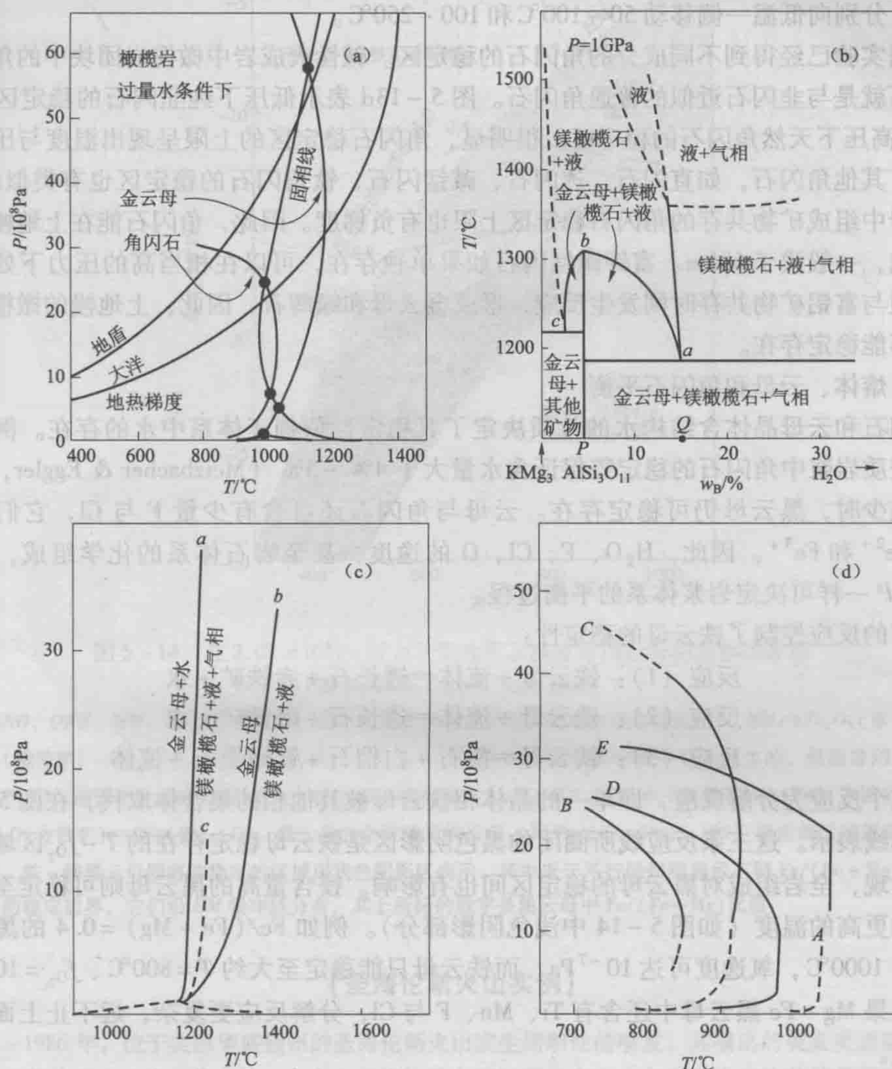


图 5－13　火成岩中含水矿物的稳定性

（据 Lambert & Wyllie，1968；Millhollen et al.，1974）

（a）含过量水橄榄岩的固相线、角闪石及金云母分解曲线（据 Wyllie，1979）；（b）$KMg_3AlSi_3O_{11}$（无水金云母）－H_2O 二元系在 1GPa 时的相图（P 为金云母）（据 Yoder & Kushiro，1969）；（c）纯金云母的稳定区，a、b、c 分别表示（b）中反应点 a、b、c 点的温度压力关系（据 Yoder & Kushiro，1969）；（d）角闪石的分解曲线，A—纯韭闪石，B 与 C—天然角闪石的分解开始和结束曲线，D 与 E—角闪石的分解结束曲线

Yoder & Kushiro（1969）确定了纯金云母的稳定区。根据研究，金云母的稳定区随系统的含水量而有所变化，可用 1GPa 下的相平衡图来表示（图 5－13b）。系统的含水量如果与金云母的含水量相同（P 点），那么此时金云母的稳定温度就是最高的（b 点温度）。除此以外不管水的含量是多是少，金云母能够稳定存在的温度上限都会降低。特别是系统的含水量如果比 Q 点处多，在 a 温度以上就分解。压力对温度 a、b、c 的值影响不大（如图 5－13c）。当压力升高时，a、b、c 值略微升高，金云母即使在高压下也可在很高的温度下稳定存在。但天然橄榄岩中的金云母，因 Fe、Ti 及其他元素作为固溶体，其稳定区的上限会有所改变。另外，若水的分压比总压低，并能与金云母反应的固相共存时，稳定区的上限

可下降。图 5 - 13c 应用到天然矿物时需特别慎重。例如金云母和顽火辉石共存时，曲线 a 与曲线 b 分别向低温一侧移动 50 ~ 100℃ 和 100 ~ 250℃。

根据实验已经得到不同成分的角闪石的稳定区。碱性火成岩中橄榄岩团块中的角闪石不是韭闪石就是与韭闪石近似的普通角闪石。图 5 - 13d 表示低压下纯韭闪石的稳定区（曲线 A）以及高压下天然角闪石的稳定区。很明显，角闪石稳定区的上限呈现出温度与压力的负相关性。其他角闪石，如直闪石、透闪石、碱锰闪石、钛角闪石的稳定区也有类似的特点。与橄榄岩中组成矿物共存的角闪石稳定区上限也有负梯度。因此，角闪石能在上地幔存在的部位较浅，一般浅于 60km。富钾碱锰闪石如果单独存在，可以在相当高的压力下处于稳定状态，但与富铝矿物共存时则发生反应，形成金云母和绿辉石，因此，上地幔的橄榄岩中碱锰闪石不能稳定存在。

（2）熔体、云母和角闪石平衡

角闪石和云母晶体含结构水的性质决定了其稳定性依赖于体系中水的存在。例如安山质 - 英安质岩浆中角闪石的稳定需保证含水量大于 4% ~5%（Merzbacher & Eggler，1984）；含水量减少时，黑云母仍可稳定存在。云母与角闪石还可含有少量 F 与 Cl，它们可置换 OH^-、Fe^{2+} 和 Fe^{3+}。因此，H_2O、F、Cl、O 的逸度，甚至岩石体系的化学组成，和温度 T、压力 P 一样可决定岩浆体系的平衡过程。

以下的反应控制了铁云母的稳定性：

反应（1）：铁云母 + 流体═透长石 + 赤铁矿 + 水

反应（2）：铁云母 + 流体═透长石 + 磁铁矿 + 水

反应（3）：铁云母═霞石 + 白榴石 + 镁橄榄石 + 流体

这三个反应为分解反应，即单一的晶体相铁云母被其他相的集合体取代，在图 5 - 14 中用三条黑线表示。这三条反应线所圈闭的黑色阴影区是铁云母稳定存在的 $T - f_{O_2}$ 区域。实验研究还发现，全岩组成对黑云母的稳定区间也有影响。镁含量高的黑云母则可稳定至更高的氧逸度和更高的温度（如图 5 - 14 中浅色阴影部分）。例如 Fe/(Fe + Mg) = 0.4 的黑云母稳定至大约 1000℃，氧逸度可达 10^{-7}Pa，而铁云母只能稳定至大约 T = 800℃、$f_{O_2} = 10^{-2}$Pa 的范围。如果 Mg - Fe 黑云母中还含有 Ti、Mn、F 与 Cl，分解反应更复杂，远不止上面所列的三个反应。

图 5 - 14 中各相之间的关系可以解释岩浆岩中黑云母的三种特征：① 多数火山岩，例如普通钙碱性安山岩、英安岩与流纹岩，与相对还原的侵入岩相比，在相对富氧的环境中冷却，常呈棕色或铜色。以至于常常被误认为金云母（富镁端元黑云母）。然而金云母在钙碱性岩浆中不稳定，仅仅在碱性、超基性岩中出现。棕色或铜色的形成是由于黑云母中有微小的赤铁矿微粒，局部还有铁 - 钛氧化物。赤铁矿的形成是因为在高氧逸度条件下（0.21bar = $10^{-0.68}$bar，1bar = 10^5Pa），黑云母中以类似反应（1），发生了部分准固态再平衡。② 在一个相当宽的岩浆组成范围内，黑云母与磁铁矿、碱性长石稳定共生，表明体系中存在类似反应（2）。③ 在高温岩浆中，无论氧逸度如何，黑云母都比无水硅酸盐 + 含水流体更不稳定。这也印证了铁云母的高温分解反应（3）。

认识到挥发分对矿物的影响非常重要，特别是对不含挥发分矿物（例如长石）与含挥发分矿物（如云母）影响的差异性。一方面，随着压力与挥发分含量升高，不含挥发分矿物的热稳定性上限会降低到较低的温度，之所以如此，部分是因为熔体中矿物成分被挥发分稀释。另一方面，如果挥发分是矿物中的重要组分，氧逸度升高会使矿物在更高温度时仍然稳定。

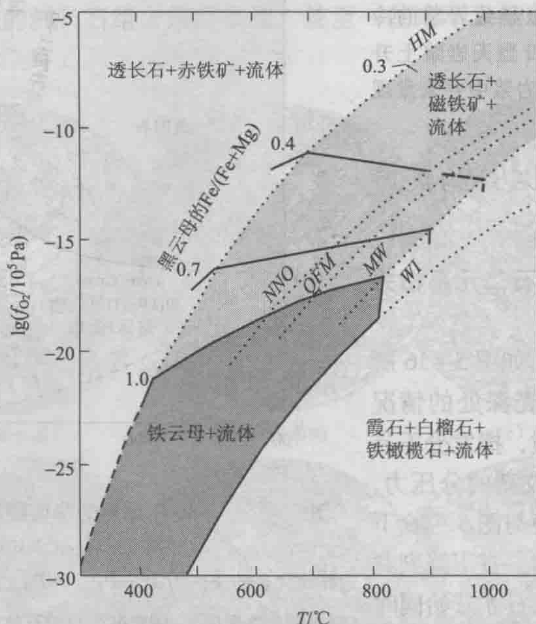


图 5-14　在 2.07×10^8Pa 压力下氧逸度及温度对黑云母稳定性的影响

（据 Wones & Eugster，1965 修改）

HM、*NNO*、*QFM*、*MW*、*WI* 分别表示 Fe-Si-O 体系中缓冲反应（在图中以点线表示），*HM*：$6Fe_2O_3$（赤铁矿）＝$4Fe_3O_4$（磁铁矿）$+O_2$；*NNO*：镍镍氧化物的反应，该反应在自然界的岩浆体系中是不发生的，但通常用于参考；*QFM*：$2Fe_3O_4$（磁铁矿）$+3SiO_2$（石英）＝$3Fe_2SiO_4$（铁橄榄石）$+O_2$；*MW*：$2Fe_3O_4$（磁铁矿）＝$6FeO$（方铁矿）$+O_2$；*WI*：$2FeO$（方铁矿）＝$2Fe$（铁）$+O_2$。黑云母的全铁端元铁云母（即 Fe/(Fe+Mg)=100）稳定的区域用深色阴影区表示。铁-镁黑云母固溶体稳定的区域用浅色阴影区表示，其中近于平行的线段表示不同 Fe/(Fe+Mg) 的黑云母矿物的稳定边界，它们沿 *HM* 缓冲线分布，其上所标的数字是黑云母中 Fe/(Fe+Mg) 比值

【圣海伦斯火山实例】

1980～1986 年，位于美国华盛顿州的圣海伦斯火山发生周期性的喷发，其喷出的英安质岩浆可以反映普通含水岩浆体系中矿物的稳定性。在含水岩浆体系中可以同时有含水与不含水矿物的结晶作用。喷发前的岩浆在约 900℃、2.2×10^8Pa（深 8km）时平衡，于 1980 年 5 月 18 日喷发。当天爆发之后的岩浆中含有不规则形状、部分溶蚀的角闪石斑晶，斑晶被斜方辉石+单斜辉石+斜长石+钛铁矿组成的反应边所包围。上述矿物相同时也以粗大斑晶和细小基质的形式出现在英安岩中。研究表明：

1）集合体只出现在角闪石被熔体（现在已形成玻璃）包围的区域，而并不是角闪石与其他结晶相（如斜长石）接触带，或者是角闪石晶体内部。

2）反应边中集合体的整体化学成分与角闪石并不相同。

这说明在喷发前的岩浆房中，角闪石已经部分与熔体发生反应，形成了更稳定的不含水矿物组合。Rutherford & Hill（1993）计算得出有 70% 角闪石与 30% 熔体参与了反应。那么，岩浆体系是如何偏离角闪石的稳定区，并导致角闪石的部分熔蚀的？一种可能性是因为有新的高温且含水量低的岩浆注入岩浆房，但是缺乏可靠的证据支持。另一种解释是因为岩浆中的溶解水在上升过程中由于缓慢减压而逃逸。请注意，这种逃逸是可能的，但并不是必需的。后种解释与对喷发活动的实际观察相符。尽管在 1980 年 5 月 18 日之后也有许多次火山碎屑喷发，但它们在强度和喷发量方面都是不断衰减的。与此同时，从火山口缓慢地挤出了一个粘性的熔岩穹隆。这说明在首次剧烈爆发的过程伴随了大量挥发分的逃逸。人们相信穹隆中的岩浆经历了图 5-15 中点线所示的冷却轨迹。

对角闪石分解速率与反应边产物的实验研究表明，1980 年 5 月 18 日后的岩浆上升速率为 15～50m/h。

相对低的上升速率使岩浆向冷却的围岩传导热量，同时水的逃逸也可以导致岩浆的冷却。相比较而言，5 月 18 日当天岩浆上升速率大于 66m/h，喷发出的岩浆中并未发现角闪石斑晶存在反应边。

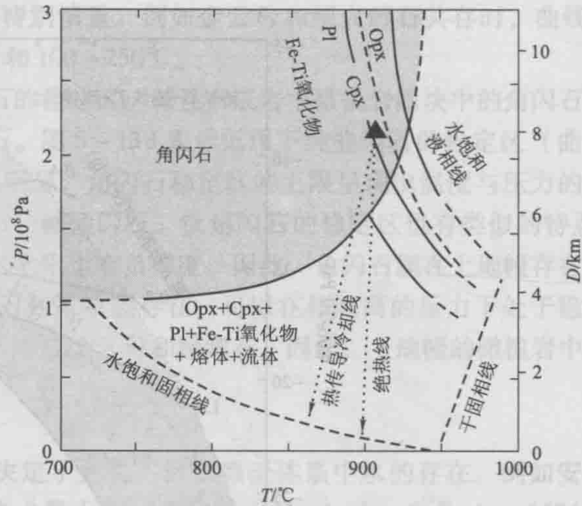


图 5 – 15　1980 年爆发的华盛顿圣海伦火山中的相变化

（据 Rutherford & Hill, 1993）

边界线代表的条件为 $P = P_{fluid} = P_{H_2O}$，氧逸度接近缓冲反应 *NNO*（镍镍氧化物反应），阴影区为角闪石稳定区。实心三角代表 1980 年 5 月 18 日岩浆即将喷发前的平衡条件。点线为假想的发生在 1980～1986 年期间的岩浆上升轨迹

（三）相律对岩石结构成因的解释

1. 与透辉石 – 钙长石二元系相关的结构

当熔体组分是 x_1 时，如图 5 – 16 所示，且在岩浆侵入到地壳深处的情况下，由于四周是固体介质，挥发分不易扩散，便在岩浆内形成较高的分压力，这种岩浆结晶作用过程便与图 5 – 16 下部固相线相当。当 x_1 熔体一直下降到共结温度时，透辉石和斜长石才开始同时缓慢结晶。透辉石和斜长石同时共结，并具有同等的自形程度，形成了辉长岩中常见的辉长结构(图 5 – 17a)。

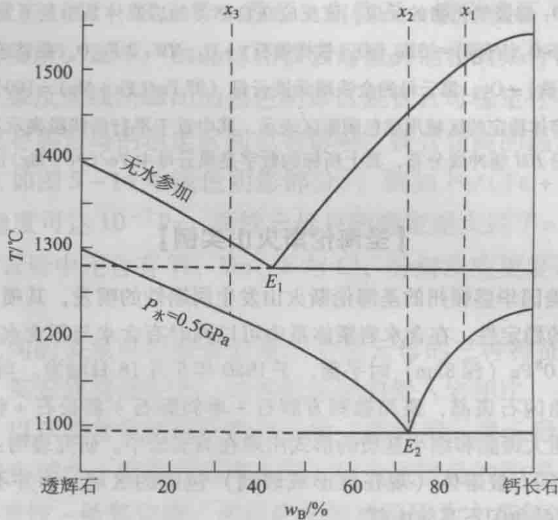


图 5 – 16　变压条件下透辉石 – 钙长石二元系相图（无水参加的曲线与图 5 – 2 同）

（据 Yoder, 1976）

与此相反，同样成分的 x_1 熔体，当处在喷出或超浅成条件下，由于挥发分大量逸出，体系内水压力很低或趋于零。其结晶过程便与图 5 – 16 上部固相曲线相一致。由于共结点 E_1 在成分点 x_1 左方，必然是斜长石首先结晶，具有良好晶形，并组成骨架。而后，当温度下降至 1270℃时，透辉石才开始与斜长石同时结晶，充填在先期结晶的斜长石骨架空隙内，构成浅成或喷出条件下典型的辉绿结构（图 5 – 17b）或间粒结构（图 5 – 17c）。如果体系一旦达到共结温度时，若冷却速度相对较慢，如岩床中心部位，构成间粒结构；若冷却速度

中等，如巨厚岩流中、下部，则形成间粒间隐结构；若冷却速度骤然加快，如岩流顶部或表面，透辉石和第二世代的斜长石组分结晶很细，甚至一些来不及结晶便凝固形成火山玻璃，构成间隐结构（图 5-17d）。



(a) 辉长结构　(b) 辉绿结构　(c) 间粒结构

(d) 间隐结构　(e) 辉长辉绿结构　(f) 煌斑结构

图 5-17　常见结构素描图

当熔体组分为 x_2 时，它相当于浅色辉长岩，成分点 x_2 不论在有或无水压的条件下总是落在共结点（E_1 和 E_2）的右方。在中、深成条件下，形成辉长辉绿结构（图 5-17e）；在喷出条件下形成辉绿结构。

当熔体成分为 x_3 时，体系内透辉石组分含量明显高于共结比（E_1 和 E_2），这与煌斑岩相当。由于成分点总落在共结点左方，透辉石等暗色矿物必然优先结晶，其后是斜长石和透辉石共结，形成暗色矿物自形程度优于浅色矿物的煌斑结构（图 5-17f）。

综上所述，火成岩矿物的结晶顺序、自形程度和颗粒之间的相互关系主要取决于岩浆成分和岩浆中水蒸气的分压力。先结晶者形成自形晶，晚结晶者则充填于早先结晶矿物空隙之中。在岩浆中哪一种矿物优先结晶，主要取决于岩浆的原始成分，内因起决定作用。如辉绿岩和煌斑岩，由于岩浆原始成分不同，前者形成辉绿结构，后者形成煌斑结构。除内因引起主导作用外，岩浆结晶冷凝条件对火成岩的结构形成起着重要的作用。如同一成分的基性岩浆在深成条件下形成辉长结构；在浅成和喷出条件下形成辉绿结构或间粒、间隐结构。

2. 与镁橄榄石-二氧化硅二元系相关的结构

当熔体组分介于镁橄榄石与顽火辉石之间 X 时（见图 5-3），随着温度下降到凝固曲线，镁橄榄石从熔体中析出，体系进入镁橄榄石和熔体的两相平衡环境，由于 $P=2$，所以 $F=1$，允许温度下降到近结点 L_2 前仍保留两相平衡。随着温度继续降低和镁橄榄石晶出数量的增多，熔体成分向 L_2 点变化，并更富含 SiO_2。当温度下降到近结点 L_2 时（1557℃），镁橄榄石变得不稳定，转而与熔体 SiO_2 反应，形成顽火辉石，一旦顽火辉石晶出，体系进入三相平衡环境，$P=3$，$F=0$，在保持 L_2 点温度下，原先形成的镁橄榄石和富 SiO_2 熔体反

应，形成顽火辉石，直至熔体耗尽为止。熔体一旦耗尽，体系又进入两相平衡状态，此时才允许温度继续下降，形成镁橄榄石和顽火辉石组成的橄榄岩。此类岩石中顽火辉石多是围绕镁橄榄石晶体而生长，构成这类岩石中特有的反应边结构（图5－18b）。当熔体原始成分偏向顽火辉石一侧时（图5－3b），熔体内结晶作用与上述类似，只是先行结晶的镁橄榄石数量有限，到达近结点后，镁橄榄石被反应、熔蚀，形成圆形晶粒被包裹在顽火辉石中，形成包橄结构（图5－18a），且最终在橄榄岩中，顽火辉石数量多于橄榄石。

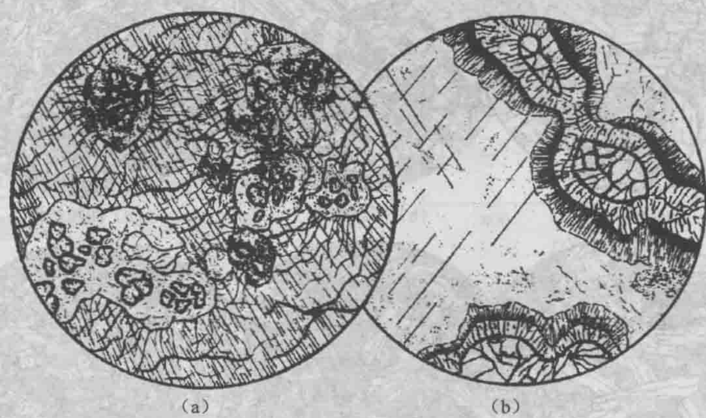


图5－18　包橄结构（a）与反应边结构（b）

不过，岩浆作用同其他地质作用一样，平衡是暂时的、相对的，而不平衡是持久的、永恒的。旧平衡的破坏和新平衡的建立在岩浆结晶过程中往往相互更替，在镁橄榄石－二氧化硅二元系结晶过程中这种情况经常出现。当镁橄榄石晶出后，由于密度大，可迅速下沉而聚集在岩浆房底部，来不及或不与剩余的熔体起反应形成顽火辉石。体系内由于镁橄榄石的离去，原先的相互平衡受到破坏。更富硅的熔体代替原来的熔体，作为新的体系组成开始建立第二次平衡。随后，顽火辉石晶出，并因密度大而下沉。更富硅的剩余熔体开始建立第三次平衡，形成酸性程度渐趋增高的岩石组合，以此不断更替便形成以晶体堆积为主要特点的堆晶结构。

3. 与白榴石－二氧化硅二元系相关的结构

白榴石－二氧化硅二元系相图如图5－19所示，这个体系中二组分生成的分解熔融化合物为钾长石：



$$\underset{\text{钾长石}}{KAlSi_3O_8} = \underset{\text{白榴石}}{KAlSi_2O_6} + \underset{\text{石英}}{SiO_2}$$

当熔体成分在共结点处时，钾长石约为73%，石英约27%，这相当于酸性脉岩——花岗伟晶岩和细晶岩的成分。钾长石与石英的共结点的温度为990℃。当压力增加，共结点温度要降低，当水压为0.5GPa时，温度降到740℃。由于酸性岩浆的成分点一般落在共结点的左侧，所以长石先晶出，然后石英和长石共结生长。如共结生长成有规则的连晶时，就形成文象结构（伟晶岩中）或显微文象结构（花岗斑岩中）。

4. 与钠长石－钙长石二元系相关的结构

无论初始成分如何，当温度降低时，只要有充足的时间缓慢结晶，最后都会转变为相当于原始熔体成分的斜长石（An50）。但是，若快速冷却的熔体没有足够时间与晶体反应，先晶出的晶体将以核的形式保存下来，并在边部形成逐渐富钠的斜长石环带（图5－9）。火成岩中也会形成反环带结构。过冷却结晶和同化混染是两种产生反环带结构的原因。斜长石晶体中除出现正、反环带外，也常见到韵律性环带结构，很可能与岩浆中成分扩散过程有关。

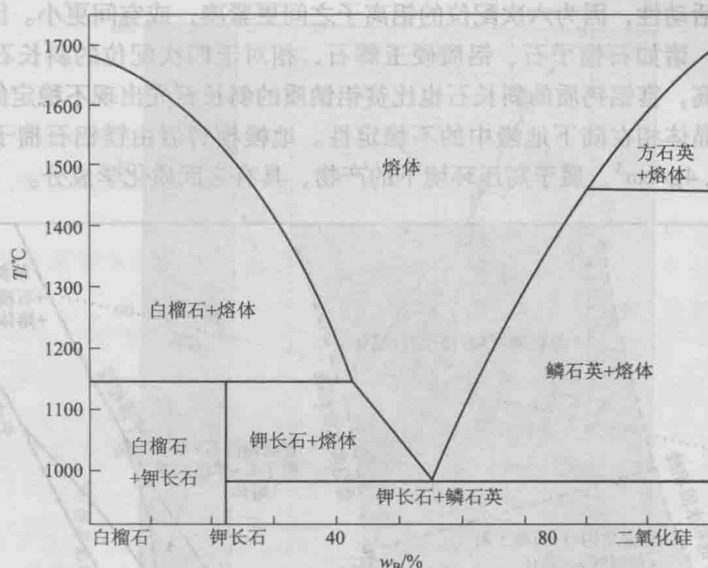


图 5－19　白榴石－二氧化硅二元系相图

（据 Schairer & Bowen，1947）

5. 与钾长石－钠长石二元系相关的结构

在此二元系中同样能够出现环带结构，另外还能解释条纹结构的成因。如在图 5－11b 中，成分为 *a* 的熔体在固相线之下结晶出一相的碱性长石，该固熔体矿物的成分为 $Or_{70}Ab_{30}$。当温度继续下降到达溶离曲线时，固溶体开始分解，新出现成分约为 $Or_{15}Ab_{85}$ 的钠长石。在分解进行时，体系内 $C=2$，$F=1$，允许温度继续下降。随温度下降，钾长石相组成沿溶离曲线向右移动，即 Ab 含量越来越低；同时钠长石成分沿溶离曲线向左移动，即 Or 含量越来越低。最终两种长石相互交生，形成具有条纹结构的条纹长石。

三、实际玄武质岩浆中晶体－熔体平衡

（一）高压高含水量玄武质岩浆

自然界中岩石形成过程中的晶体－熔体平衡能够借助实验岩石学来确定，其方法与简单相图的研究方法类似。实验的初始物质可以用细小的岩石粉末来代替纯化合物。

图 5－20 展示了拉斑玄武岩在不同温度与压力条件下的相关系。很明显，在干体系（无水条件）与湿体系（水饱和条件）下的晶体－熔体平衡作用有很大的差别。相对于干体系，含饱和水的液相线与固相线在压力为 1GPa（近于平均大陆地壳的底部）时降低约 600℃。在角闪石稳定的水饱和体系下，熔融与结晶作用能在很宽的温度范围内（大约 400℃）发生。而且含水、含铝的角闪石表现出比无水的斜长石更高的稳定性。在水饱和条件下，斜长石在相对低压、近于固相线的环境中才比较稳定。

图 5－20 同样表明在玄武质岩浆中，矿物稳定性与压力关系密切。当压力 $P>2$GPa 时，对应深度大于 70km，已经到达上地幔部分，无论是干的还是湿的玄武岩体系，不完全熔融产生的产物都是单斜辉石＋石榴子石＋熔体。此时石榴子石含有稳定的端元组分 $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$，同时也含有 Fe 与 Ca。Ca、Na、K 和 Al 等元素在低压下主要赋存于斜长石中，但是在高压下斜长石的分解导致相关元素在绿辉石（一种单斜辉石类固溶体矿物）中聚集。绿辉石中含有硬玉的端元组分 $NaAlSi_2O_6$。压力的升高将分别增强和降低铝硅酸盐熔体中六次配位和

四次配位铝离子活动性，因为六次配位的铝离子之间更紧凑，或空间更小。因此更易形成六次配位的晶体相，诸如石榴子石、铝质硬玉辉石，相对于四次配位的斜长石更加稳定。此外，随着压力升高，富铝钙质的斜长石也比贫铝钠质的斜长石先出现不稳定的情况。这也解释了为何斜长石晶体相在陆下地幔中的不稳定性。地幔榴辉岩由镁铝石榴子石与绿辉石组成，密度 3.3～3.4g/cm^3，属于高压环境下的产物，具有玄武质化学成分。

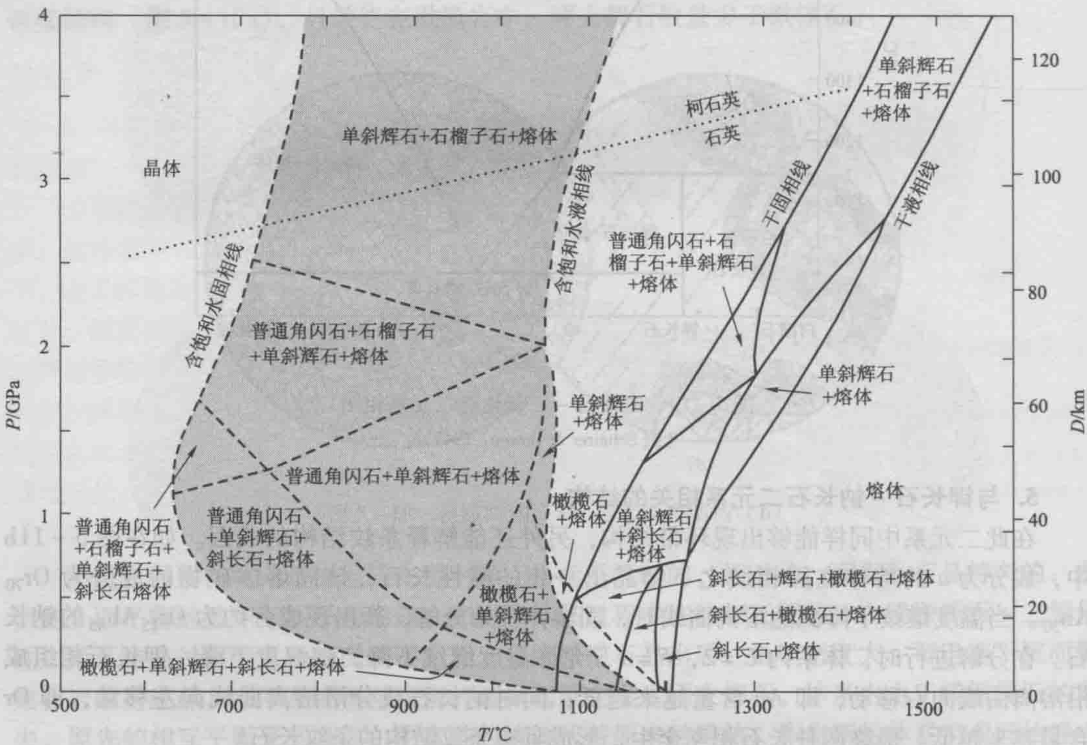


图 5-20 拉斑玄武岩体系中晶体-熔体平衡

（据 Green，1982，修改）

本图为两个图解的重叠，以表示含水量对固相线、液相线温度及结晶相矿物组合的强烈影响。实线表示无水干体系中的平衡，虚线及阴影区域表示含水体系的平衡。石英-柯石英斑晶之间的转换用点线表示

（二）Makaopuhi 玄武岩

1965 年，夏威夷 Kilauea 的火山爆发，是自然界为地质学家提供的一次具有特别指导意义的实验。由于岩浆部分填满了早先就形成的 Makaopuhi 坑，形成了蔚为壮观的岩浆湖。在湖面上坚硬的“壳”形成之后，美国地质调查局的岩石学家们通过打钻取得了岩浆湖内部仍然处于熔融状态的岩心。他们在湖里的不同深度采集岩浆样品，并用热电偶测得了不同深度对应的温度。淬火后的样品被制成薄片，在镜下取得的显微照片清楚地显示了玄武质岩浆中晶体相的结晶顺序。每件样品都代表一个平衡状态下晶体-熔体的集合体，平衡过程发生在近于 1 标准大气压（10^5Pa）下封闭的岩浆系统中。

Makaopuhi 玄武岩液相线（图 5-21）在 1200℃之上，固相线大致在 965℃。在液相线与固相线之间的 235℃的范围内，辉石固溶体与斜长石固溶体同时晶出。在简单二元体系中，只有一个纯的结晶相能一直从熔体晶出，直到达到共结点或转熔点。但是因为自然界的岩浆含有更多的组分，两个或更多的结晶固溶体能够共生。液相线处结晶出的硅酸盐晶体相是较大且自形的富镁橄榄石。在大约 1180℃时，一些更小的单斜辉石与无色的斜长石晶体与橄榄石同时晶出。随着温度的降低，这三种晶体相同时大量共生。其中斜长石更富钠，辉石与橄榄石相对更富铁。之所以如此，是因为随着结晶温度的降低，Fe/(Fe+Mg) 比值是增高的。1100℃下，橄榄石在熔体中不稳定且会受到熔蚀变为他形。如果岩浆“湖”冷却速率更为缓

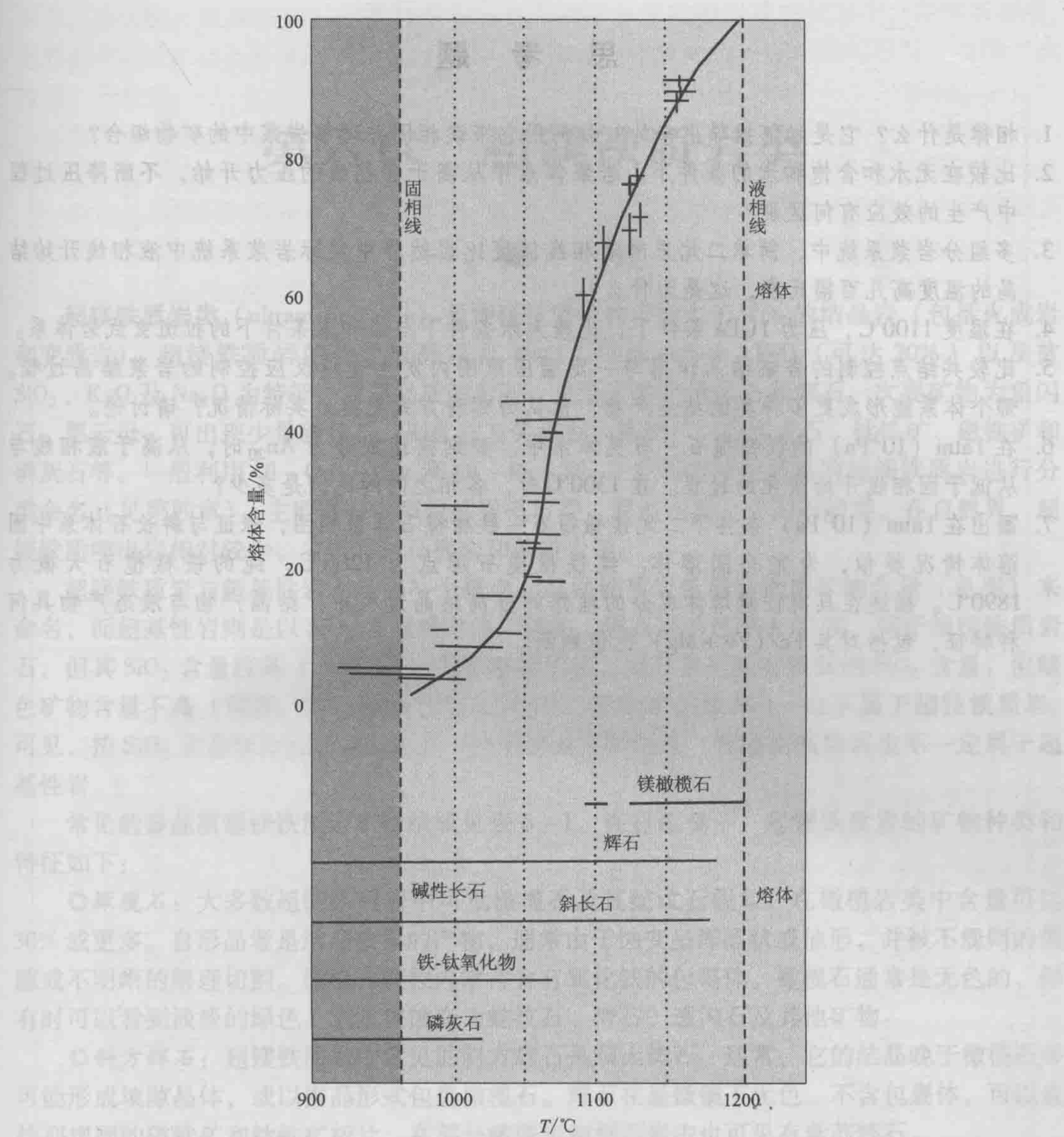


图 5-21　夏威夷 Makaopuhi 玄武岩在 1 标准大气压（10^5Pa）下晶体-熔体平衡过程

（据 Wright & Okamura，1977）

水平线段及交叉的十字表示熔体（通过测量薄片中矿物熔化为玻璃的温度获得）的温度，线段的长度表示测量值的范围。粗曲线表示熔体含量随温度变化拟合最好的数据。底部的水平线段表示各种矿物从熔体中晶出的温度范围。从高温到低温晶出的固溶体的成分范围为橄榄石 $Fo_{82}-Fo_{76}$，斜长石 $An_{71}-An_{30}$，单斜辉石的 Mg/Fe 为 1.2~0.36

慢，橄榄石的再熔蚀会经历得更彻底。随着温度的降低，熔体中橄榄石的再熔蚀与简单的镁橄榄石-SiO_2 二元体系的过程是类似的。

因为熔体的成分随冷却温度的不同而改变，熔体冷却后形成的玻璃的颜色也变化明显。Fe 与 Ti 元素以及 Na、K 和 P 等不相容元素更倾向于在岩浆（熔体）中富集。从 1170℃ 降低到 1075℃ 时，由于残留熔体富集 Fe 与 Ti，玻璃的颜色变成深棕色。在 1070℃ 时，熔体中钛铁矿的活动性接近 1，钛铁矿在熔体中开始饱和并同磁铁矿从熔体中晶出。正是由于 Fe 与 Ti 元素的扩散迁移，导致玻璃的颜色从红棕色向浅灰色改变。在大约 1030℃ 时，磷酸盐矿物磷灰石在熔体中达到饱和状态，开始结晶。接近固相线温度时，残留熔体越来越富集 Na 与 K，早期形成的钙长石边部会开始形成碱性长石。

思　考　题

1. 相律是什么？它是如何推导出来的？如何用它来读相图并理解岩浆中的矿物组合？
2. 比较在无水和含饱和水的条件下，岩浆体系中从高于固相线的压力开始，不断降压过程中产生的效应有何区别？
3. 多组分岩浆系统中，简单二元系的液相线温度比自然界中实际岩浆系统中液相线开始结晶的温度高几百摄氏度，这是为什么？
4. 在温度1100℃，压力1GPa条件下，比较无水条件下与饱和水条件下的拉斑玄武岩体系。
5. 比较共结点控制的岩浆结晶作用与一定温压范围内发生连续反应控制的岩浆结晶过程。哪个体系能形成更多种类的结晶产物？你认为哪种方式更接近实际情况？请讨论。
6. 在1atm（10^5Pa）的镁橄榄石－石英体系中，分别描述成分为An_{20}时，从高于液相线与从低于固相线开始演化的过程。在1300℃时，各相之间的比例是多少？
7. 画出在1atm（10^5Pa）条件下二元镁橄榄石－铁橄榄石体系相图，保证与斜长石体系中固溶体情况类似，为完全固溶体。纯铁橄榄石熔点为1205℃，纯的镁橄榄石大概为1890℃。描述在具有任意熔体成分的理想的分离结晶过程中，结晶产物与液态产物具何种特征，包括对其Fe/(Fe+Mg)比值判断。

第六章　超镁铁质岩类

一、概　　述

超镁铁质岩类（ultramafic rocks）是指镁铁质矿物含量大于90%的结晶岩（包括火成岩和变质岩）。超镁铁质岩的化学成分以富 MgO（可达40%）、FeO（可达20%）以及贫 SiO_2、K_2O 及 Na_2O 为特征。对显晶质的岩石，主要矿物为橄榄石和辉石，次要矿物为角闪石、黑云母，可出现少量斜长石，副矿物有尖晶石、铬铁矿、石榴子石、钛铁矿、磁铁矿和磷灰石等。一般利用 Ol－Opx－Cpx 和 Ol－Px－Hb 三角图解对全晶质的超镁铁质岩进行分类命名（见第四章），主要岩石类型包括橄榄岩类、辉石岩类、角闪石岩类。在自然界，超镁铁质喷出岩相对较少，主要有科马提岩和苦橄岩等。

超镁铁质岩与超基性岩不是同一个概念。超镁铁质岩依据镁铁质矿物含量（色率）来命名，而超基性岩则是以 SiO_2 含量确定的。例如，辉石岩的色率大于90，属于超镁铁质岩石，但其 SiO_2 含量较高（$>45\%$），属于基性岩类。部分岩石具有很低的 SiO_2 含量，但暗色矿物含量不高（例如，斜长岩的 $SiO_2 < 45\%$，但色率不足10），也不属于超镁铁质岩。可见，按 SiO_2 含量划分的超基性岩不一定都是超镁铁质岩，而超镁铁质岩也不一定属于超基性岩。

常见的显晶质超镁铁质岩矿物组成见表6－1。在显微镜下，超镁铁质岩的矿物种类和特征如下：

◎*橄榄石*：大多数超镁铁质岩中可见橄榄石及其蛇纹石假象，在橄榄岩类中含量可达30%或更多。自形晶者是结晶较早的产物，通常由于蚀变呈浑圆状或他形，并被不规则的裂隙或不明晰的解理切割。橄榄石颗粒内常常含有氧化铁的包裹体。橄榄石通常是无色的，但有时可以看到淡淡的绿色。它常被蚀变为蛇纹石、滑石、透闪石及其他矿物。

◎*斜方辉石*：超镁铁质岩中常见的斜方辉石是顽火辉石。通常，它的结晶晚于橄榄石并可能形成填隙晶体，或以嵌晶形式包裹橄榄石。辉石在显微镜下无色、不含包裹体，可以含排列规则的磁铁矿和钛铁矿板片。在部分橄榄岩和辉石岩中也可见有紫苏辉石。

◎*单斜辉石*：超镁铁质岩中常见的单斜辉石是异剥辉石，常见于橄榄岩中，通常呈包裹着橄榄石的大嵌晶状板片，它既可以是唯一的辉石或与作为与紫苏辉石或顽火辉石相伴生的唯一辉石。在某些少见的辉石岩中，它是岩石唯一主要矿物。在某些碱性超镁铁质岩中，如碱性苦橄岩中存在含钛普通辉石。

◎*角闪石*：可在许多超镁铁质岩内见有少量的普通角闪石，它在橄榄岩和辉石岩中通常为棕色的变种，由于蚀变，它们可能褪色，经常具有散布于岩石中的氧化铁的分离物。不常见绿色角闪石。部分角闪石多呈相当完好的棱柱状，在部分橄榄岩中，它呈含有橄榄石和（或）辉石包裹体的大嵌晶状板片而产出。透闪石和直闪石常以无色纤维而产出并交代橄榄石。

◎*黑云母*：黑云母是橄榄岩中相当常见的次要矿物，通常是无色到淡金黄色。

◎*副矿物*：橄榄岩中常见的副矿物是铬铁矿和其他尖晶石类，如铬铁尖晶石（棕色）或镁铁尖晶石（绿色）。在未蚀变的橄榄岩中，磁铁矿较少见，但在蛇纹石化的超镁铁质岩中，则多见磁铁矿呈微小颗粒出现。钙钛矿是一种黄色到棕色的均质矿物，产出于某些橄榄

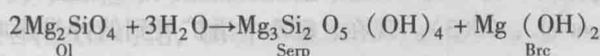
表 6－1　常见超镁铁质岩的矿物组成

岩类	纯橄榄岩	二辉橄榄岩	方辉橄榄岩	异剥橄榄岩	辉石岩	橄榄辉石岩	二辉岩	角闪石岩
主要矿物	橄榄石（>90%），可出现少量辉石（0～10%）	橄榄石（40%～90%）+单斜辉石+斜方辉石	橄榄石（>40%）+斜方辉石	橄榄石（>40%）+单斜辉石（<60%）	辉石（90%～100%），少量的橄榄石	橄榄石（<40%）+辉石（60%～90%）	橄榄石（10%～40%）+单斜辉石+斜方辉石	普通角闪石（>90%），少量的辉石、橄榄石
次要矿物	角闪石±黑云母	斜长石±普通角闪石±金云母	斜长石±普通角闪石±金云母	斜长石±普通角闪石±金云母	斜长石±普通角闪石±金云母	斜长石±普通角闪石±金云母	斜长石±普通角闪石±金云母	斜长石±普通角闪石±金云母
常见副矿物	尖晶石、石榴子石、铬铁矿、磁铁矿和钛铁矿	尖晶石、石榴子石、铬铁矿、磁铁矿和钛铁矿	尖晶石、石榴子石、铬铁矿、磁铁矿和钛铁矿	尖晶石、石榴子石、铬铁矿、磁铁矿和钛铁矿	尖晶石、石榴子石、铬铁矿、磁铁矿和钛铁矿	尖晶石、石榴子石、铬铁矿、磁铁矿和钛铁矿	尖晶石、石榴子石、铬铁矿、磁铁矿和钛铁矿	尖晶石、石榴子石、铬铁矿、磁铁矿和钛铁矿
常见次生（蚀变）矿物	蛇纹石、伊丁石为主，少量绢石和滑石	蛇纹石、伊丁石、绢石、纤闪石、绿泥石和滑石	蛇纹石、伊丁石、绢石、纤闪石、绿泥石和滑石	蛇纹石、伊丁石、纤闪石、绿泥石和滑石	蛇纹石、绢石、绿泥石、纤闪石和滑石	蛇纹石、伊丁石、绢石、绿泥石、纤闪石和滑石	蛇纹石、伊丁石、绢石、绿泥石、纤闪石和滑石	绿泥石为主，少量蛇纹石和纤闪石

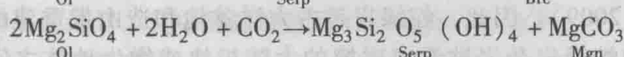
岩中。硫化物（磁黄铁矿）常常以颗粒和扁豆体状见于橄榄岩或蛇纹岩中。在辉石岩中，磁铁矿和钛铁矿以及两者的交生十分常见。石榴子石常被顽火辉石、角闪石等矿物的“次变边”所包围。

◎*次生矿物*：在水等挥发分的作用下，超镁铁质岩会发生**蛇纹石化**（serpentinization）、滑石化、纤（透）闪石化、绿泥石化等，蚀变结果产生蛇纹岩、滑镁岩、石英菱镁岩等。

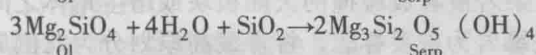
例如，橄榄石和辉石在 H_2O 和 CO_2 的作用下，形成蛇纹石和滑石等矿物，大致的蚀变过程是（邱家骧，1985）：



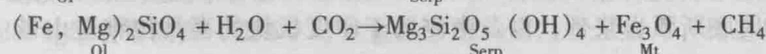
$$\underset{Ol}{2Mg_2SiO_4}+3H_2O\rightarrow\underset{Serp}{Mg_3Si_2O_5(OH)_4}+\underset{Brc}{Mg(OH)_2}$$



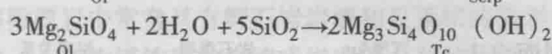
$$\underset{Ol}{2Mg_2SiO_4}+2H_2O+CO_2\rightarrow\underset{Serp}{Mg_3Si_2O_5(OH)_4}+\underset{Mgn}{MgCO_3}$$



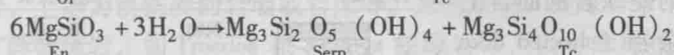
$$\underset{Ol}{3Mg_2SiO_4}+4H_2O+SiO_2\rightarrow\underset{Serp}{2Mg_3Si_2O_5(OH)_4}$$



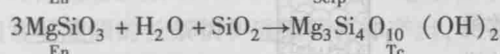
$$\underset{Ol}{(Fe,Mg)_2SiO_4}+H_2O+CO_2\rightarrow\underset{Serp}{Mg_3Si_2O_5(OH)_4}+\underset{Mt}{Fe_3O_4}+CH_4$$



$$\underset{Ol}{3Mg_2SiO_4}+2H_2O+5SiO_2\rightarrow\underset{Tc}{2Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2}$$

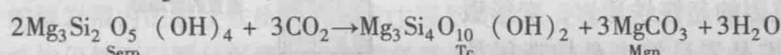


$$\underset{En}{6MgSiO_3}+3H_2O\rightarrow\underset{Serp}{Mg_3Si_2O_5(OH)_4}+\underset{Tc}{Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2}$$

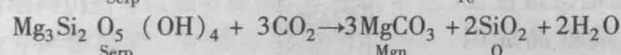


$$\underset{En}{3MgSiO_3}+H_2O+SiO_2\rightarrow\underset{Tc}{Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2}$$

蛇纹石在 CO_2 作用下，还可进一步发生蚀变：



$$\underset{Serp}{2Mg_3Si_2O_5(OH)_4}+3CO_2\rightarrow\underset{Tc}{Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2}+\underset{Mgn}{3MgCO_3}+3H_2O$$



$$\underset{Serp}{Mg_3Si_2O_5(OH)_4}+3CO_2\rightarrow\underset{Mgn}{3MgCO_3}+\underset{Q}{2SiO_2}+2H_2O$$

超镁铁质岩是研究地幔物质组成、结构构造、形成演化以及壳幔相互作用的窗口。超镁铁质岩常见的产出方式有：① 地幔岩石通过构造作用冷侵位形成的超镁铁质岩，包括蛇绿岩中的超镁铁质岩（如我国西藏的雅江蛇绿岩带的橄榄岩）；以岩片形式产于造山带内的超镁铁质岩，又称为阿尔卑斯型超镁铁质岩（如阿尔卑斯山超高压变质带中石榴子石橄榄岩）。具有类似形成机制的岩石还包括大陆地壳下部的超镁铁质岩、大洋核杂岩中产出的超镁铁质岩（大洋地幔岩）。② 以捕虏体（包体）形式产于玄武岩、金伯利岩、钾镁煌斑岩、霞石岩等岩石中的超镁铁质岩块，如我国东部新生代玄武岩和古生代金伯利岩中常见橄榄岩捕虏体（简称地幔包体或捕虏体）。③ 呈层状产于镁铁质杂岩体中，如世界上最大的层状杂岩体——南非 Bushveld 杂岩体，在辉长岩和斜长岩下部，就有斜方辉石岩、方辉橄榄岩和纯橄岩产出。④ 分布在环状超镁铁质-镁铁质杂岩体中心，如阿拉斯加环状杂岩体。⑤ 作为基性碱性杂岩体的一部分产出，例如，在印度东北部的石龙高原的 Jasra 早白垩世碱性镁铁质-超镁铁质杂岩体中，就有辉石岩与辉长岩、霞石正长岩等共生。⑥呈喷出相的超镁铁质岩，常常与火山活动有关，如苦橄岩、科马提岩等。其中，①和④类多产于造山带，而②、③、⑤、⑥类型的岩石多产于克拉通地区或地壳伸展环境。按照岩石成因，可以将以上6种超镁铁质岩石合并为3类：即非岩浆成因超镁铁质岩（地幔岩，①和②）、火成堆晶岩以及由幔源岩浆直接结晶形成的超镁铁质火山岩。一些硅酸不饱和的岩石，如金伯利岩、钾镁煌斑岩等，也具有相当于超镁铁质岩的成分特征。对这些硅酸不饱和的岩石，将在第十一章中介绍。

二、非岩浆成因的超镁铁质岩

非岩浆成因的超镁铁质岩石，按照产出的构造背景可分为两类：一是因构造作用冷侵位形成的超镁铁质岩；二是由玄武质岩浆和金伯利岩浆携带的地幔岩捕虏体（简称地幔包体）。

（一）构造侵位超镁铁质岩

1. 蛇绿岩及其中的超镁铁质岩

蛇绿岩（ophiolite）是一套岩石组合的总称，而不是单一的岩石类型，因而，也常常称为“蛇绿岩套”。蛇绿岩的传统定义是指出露在地表、最初形成于古扩张中心的大洋岩石圈的残片（Coleman，1977）。蛇绿岩可分为MOR型和SSZ型。MOR型蛇绿岩形成于洋中脊，即属于威尔逊旋回的最初阶段（海底扩张）的产物。SSZ型蛇绿岩形成于俯冲带上（supra-subduction zone）构造环境（Robinson et al.，2003）。现在，SSZ术语扩展到俯冲带影响的所有大洋橄榄岩（Dilek & Furnes，2009）。因此，蛇绿岩是古大洋盆地和造山带重建的关键标志。在造山带沿断裂带分布的蛇绿岩杂岩被看成碰撞的大陆板块或增生地体之间的缝合带。例如，青藏高原的雅鲁藏布江蛇绿岩为主要标志，将青藏高原划分为北侧属于欧亚板块的拉萨地体和冈底斯弧岩浆带，以及南侧属于印度板块的喜马拉雅造山带（许志琴等，2011）。

在深海沉积物之下，理想的蛇绿岩剖面自上而下包括枕状熔岩、席状岩墙杂岩（sheeted dike complex）、辉长岩及超镁铁质堆晶岩、变形橄榄岩等岩石单元（图6－1）。其中，只有变形橄榄岩才是典型的非岩浆成因的超镁铁质岩，变形橄榄岩上部的超镁铁质堆晶岩虽然也是构造侵位的超镁铁质岩，但它本质上是火成堆晶成因的（见下节）。

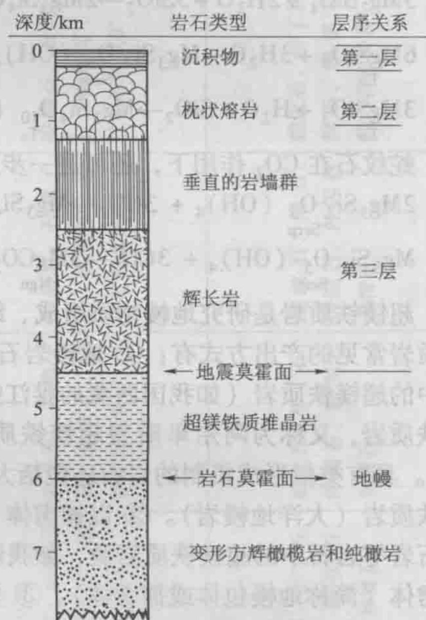


图6－1　蛇绿岩层序示意图
（转引自路凤香和桑隆康，2002）

◎*枕状熔岩*：多为拉斑玄武岩，因喷发于海底，多具枕状构造，也可以呈层状、块状、透镜状。熔岩中夹有火山角砾，玄武岩层间或玄武岩枕体间有火山灰或石灰质充填其中。原生的拉斑玄武岩常常遭受到海水的蚀变和钠质交代形成细碧岩，矿物组合为钠长石－绿泥石－绿帘石－方解石－沸石。在这一单元中可以出现由玄武岩浆分异形成的中性、中酸性火山岩，它们遭受蚀变后变为角斑岩及石英角斑岩。

◎*席状岩墙杂岩*：通常认为是由100%的辉绿岩墙组成，它们直立在海底扩张脊下，是上部熔岩的通道。由于岩墙在浅部形成，通常有玻璃质的对称冷凝边，但后面的岩墙不断地挤入到前面的岩墙，使得前面的岩墙两侧的冷凝边不对称。岩墙的数量往上逐渐减少，熔岩的数量增多，直至过渡到喷出岩层。

◎*辉长岩及超镁铁质堆晶岩*：通常是蛇绿岩中厚度最大的组成单元。这一单元的岩石组成上部是辉长岩、闪长岩及斜长花岗岩，辉长岩和闪长岩多以杂岩体形式产出，上部多无带状和火成层理构造，而靠下部往往为层状辉长岩；而斜长花岗岩多呈岩枝、岩墙产出，并穿插于辉长岩等岩石中。下部为超镁铁质堆晶岩，具火成堆晶结构，发育火成层理构造，可见韵律层。岩石类型有纯橄岩、二辉橄榄岩、辉石岩。主要矿物辉石和橄榄石多数是富镁的变种，一般不出现向富铁方向演化的趋势，以此可以与大型岩盆状的层状岩体相区别。从地震波速上看，超镁铁质堆晶岩具有地幔岩的特点，但只有在超镁铁质堆晶岩的下部，才出现岩石学上的壳幔边界（Moho面）。

◎*变形橄榄岩*：具变形变质结构的橄榄岩中最常出现的是蛇纹岩或蛇纹石片岩，往往在岩体中间包含未蚀变的纯橄岩、方辉橄榄岩及辉石岩的层、岩块、透镜体，它们之间可呈构造接触，见不到淬火边或接触变质带；也可以是逐渐过渡关系，显示出蛇纹岩是橄榄岩蚀变的产物；也有些粗粒辉石岩形成岩脉穿插在橄榄岩中。

值得指出的是，在自然界，图 6－1 剖面中的各类岩石很难同时见到，往往只出现其中的一部分或几部分。目前，世界上已知最古老的蛇绿岩是格林兰西南的 Isua 蛇绿岩带，其年龄约为 38 亿年（Furnes et al.，2007），其中的超镁铁质岩主要为层状橄榄岩，多已发生蛇纹石化或硅钙化，而研究较深入的是塞浦路斯 Troodos 蛇绿岩（图 6－2）和土耳其 Antalya 蛇绿岩。其中的超镁铁质岩的地质特征如下：

（1）野外产状

超镁铁质岩是蛇绿岩套的重要组成单元，常与其他镁铁质岩石呈层分布，如塞浦路斯 Troodos 蛇绿岩带剖面（图 6－2），包括下部的角闪石岩细片、构造侵位的方辉橄榄岩，在方辉橄榄岩中常常具有辉石岩岩墙和豆荚状纯橄岩，中部的超镁铁质岩则主要为超镁铁质堆晶岩，上部为镁铁质的岩墙或岩床等。总的来说，蛇绿岩带下部的超镁铁质岩主要为变质变形方辉橄榄岩，如 Troodos 和 Antalya 蛇绿岩带，以方辉橄榄岩为主（Bagci et al.，2006），它们常呈陡倾的长条状、透镜状岩体产出，平行于构造线成群成带分布。

（2）矿物组成

蛇绿岩带内的超镁铁质岩大多发生强烈蛇纹石化作用和变质变形作用，但其矿物组合和原始结构仍然可以部分保留，以青海省德尔尼蛇绿岩为例（Yang et al.，2009），其主要地幔岩为方辉橄榄岩，矿物由橄榄石（75%～90%）、斜方辉石（10%～25%）和铬尖晶石（<1%）组成，其橄榄石均蛇纹石化，而斜方辉石有部分被保留；纯橄岩则由橄榄石（93%～96%）、斜方辉石（3%～6%）和少量尖晶石组成，其斜方辉石大多蚀变为绢石；蛇绿岩带内少量的二辉橄榄岩则以橄榄石（70%～80%）、斜方辉石（10%～15%）、单斜辉石（5%～10%）和少量尖晶石组成。

（3）结构

变形的超镁铁质岩主要出现定向构造和碎斑结构，矿物内部也可见到变形结构，如波状消光及**扭折带**（kink band）。

（4）化学成分

由于其主要矿物为橄榄石、辉石、尖晶石等富镁铁质矿物，导致其地球化学组成表现出高 Mg、Fe、Cr、Co、Ni 含量，较低的 Na/Mg、Ca/Mg 等比值的特征。以西藏日喀则蛇绿岩中地幔橄榄岩为例（表 6－2），岩石以方辉橄榄岩为主，少量的纯橄岩，岩石具有较低的 SiO_2（41.6%～44.6%）、Al_2O_3（0.04%～0.42%）、CaO（0.3%～1.2%）、Na_2O+K_2O（0.02%～0.06%）和 TiO_2（0.06%～0.24%）含量，而具有高 Fe 和 Mg 的特征。此外，岩石具有"V"字形的稀土配分型式，其 $(La/Gd)_N$ 比值变化于 3.2～64.6 之间，铂族元素具有显著的富 Pd 特征。

从结构、构造和成分特点来看，地幔橄榄岩不同于火成的橄榄岩，它属于原始地幔岩或经部分熔融后的残余地幔。从这种地幔派生出新的洋壳后，两者共同构成大洋板块，在洋中脊扩张时作为一个整体移动。最近，Dilek & Furnes（2011）划分出**与俯冲有关的蛇绿岩**（subduction-related ophiolite）和**与俯冲无关蛇绿岩**（subduction-unrelated ophiolite）两大类，前者包括俯冲带上和火山弧两个亚类，它们的演化是受板片脱水和相伴的地幔交代作用、俯冲的沉积物的熔融以及交代橄榄岩的多幕部分熔融控制的，发育于洋盆关闭过程中。后者包括大陆边缘、洋中脊（近地幔柱、远离地幔柱、远离海沟）和地幔柱（近柱脊、大洋高原）

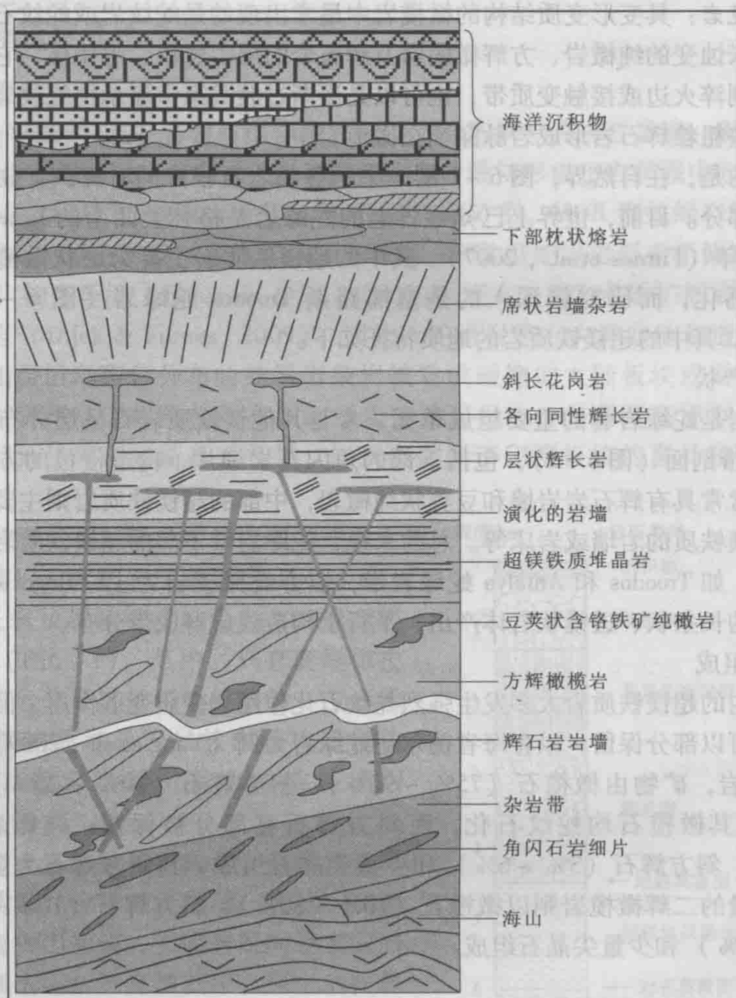


图 6－2 塞浦路斯 Troodos 蛇绿岩剖面图

（据 Dilek & Furnes，2009）

等几个亚类，它们是在裂谷漂移和洋底扩张过程中发展演化起来的。地质历史时期，蛇绿岩的形成和侵位分别与碰撞形成超大陆、大陆裂解以及和地幔柱相关的超级岩浆事件的峰期时间相一致。

表 6－2 西藏日喀则蛇绿岩中代表性地幔变形橄榄岩化学组成

	LQ－8	LQ－9	LQ－10	LQ－13	LQ－18		LQ－8	LQ－9	LQ－10	LQ－13	LQ－18
	主要氧化物（w_B/%）						微量元素（$w_B/10^{-6}$）				
SiO_2	44.6	41.9	42.7	42.9	42.9	Ni	2436	2344	2369	2429	2418
TiO_2	0.07	0.22	0.2	0.06	0.23	Cu	27.8	24.7	13.7	28.2	30.9
Al_2O_3	0.18	0.14	0.28	0.18	0.09	V	51.6	38.8	33.1	53.2	48.8
FeO	8.6	8.5	7.7	8.4	8.6	Co	127	119	120	122	120
MnO_2	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13	Hf	0.491	0.389	0.374	0.34	0.385
MgO	44.1	45.7	45.4	44.3	44.7	Zr	0.861	0.557	0.645	0.538	0.871
CaO	1.1	0.8	0.3	1.2	1	La	0.067	0.149	0.033	0.136	0.071

续表

	LQ-8	LQ-9	LQ-10	LQ-13	LQ-18		LQ-8	LQ-9	LQ-10	LQ-13	LQ-18
主要氧化物（w_B/%）						微量元素（$w_B/10^{-6}$）					
Na_2O	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	Ce	0.064	0.035	0.03	0.055	0.037
K_2O	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	Pr	0.004	0.007	0.003	0.006	0.006
P_2O_5	0.06	0.13	0.13	0.01	0.2	Gd	0.058	0.023	0.004	0.003	0.006
LOI	1.07	1.35	1.82	1.05	1.64	Er	0.0039	0.0014	0.016	0.024	0.019
Total	99.92	99.37	99.72	99.24	99.48	Tm	0.107	0.007	0.005	0.004	0.004
						Lu	0.022	0.014	0.007	0.011	0.007
Pt族元素（$w_B/10^{-9}$）											
Ir	4.1	4.09	3.9	4.15	4.49	Pd	12.5	8.31	8.33	13.5	11.1
Ru	10.1	9.48	10.2	8.31	9.91	Au	2.19	2.91	1.2	2.67	2.07
Rh	1.42	1.31	0.98	1.12	1.61	Pd/Pt	1.09	0.5	0.68	1.05	1
Pt	11.5	16.7	12.3	12.8	11.1	Pd/Ir	3.05	2.03	2.14	3.25	2.47

（据 Chen & Xia，2008）

2. 造山带超镁铁质岩

（1）野外产状

该类岩石是指与大洋壳或蛇绿岩无关的地幔岩，代表着地壳下部地幔组成，其主要岩石类型为含石榴子石、尖晶石或斜长石的橄榄岩，如意大利阿尔卑斯造山带，故又称为阿尔卑斯型超镁铁质岩或造山带橄榄岩。该类超镁铁质岩由于没有经过岩浆阶段，是构造“侵位”形成的，因而与围岩之间为构造接触，没有岩浆成因的侵入接触关系，接触带亦不存在接触变质现象，并且多呈形状不规则、规模大小不等的构造岩片产出。岩石可呈岩块分布在变质沉积岩中，并沿着碰撞缝合带或断层呈条带状延续分布（Bodinier & Godard，2003）。该类岩石常常与造山带变质带紧密联系，按照其产出的主体岩相和剥蚀前的 $P-T$ 轨迹，可以将造山带超镁铁质岩分为高压/超高压型（HP/UHP）、中压型（IP）和低压型（LP），依次对应的主要地幔岩石类型为石榴子石橄榄岩、尖晶石橄榄岩和斜长石橄榄岩。此外，**大陆地壳剖面超镁铁质岩**也属于造山带超镁铁质岩，以意大利北部的 Ivrea-Verbano 构造带（IVZ）为代表。

（2）矿物组成

阿尔卑斯型超镁铁质岩的组成矿物主要为橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、尖晶石，以及少量的斜长石、铬铁矿和石榴子石，其中铬铁矿以较高的 Cr/Fe 比值为特征。纯橄岩主要由浑圆状橄榄石晶体组成，含少量铬尖晶石，当纯橄岩中橄榄石和尖晶石含量都较多时，常常出现韵律交替环带，在一些强烈蛇纹石化的纯橄岩中还会出现磁铁矿；异剥橄榄岩主要由橄榄石（45%~80%）和单斜辉石（20%~25%）组成，以中堆晶结构为主；二辉橄榄岩则主要由橄榄石（70%~80%）和辉石（20%~30%）组成，斜方辉石（常常为顽火辉石）和单斜辉石（常为透辉石）均有，增生堆晶结构发育；方辉橄榄岩主要由橄榄石（70%~85%）和斜方辉石（15%~25%）组成，含少量的铬铁矿等矿物（5%）。

（3）结构

阿尔卑斯型超镁铁质岩岩石结构复杂多样，主要结构有：① 残存原生岩浆结构，表现为具浸染状分异成因的铬铁矿矿条及尖晶石、绢石组成的流动构造；② 变质变晶结构，如粒状变晶结构，交代结构等；③ 压碎结构，如重结晶和塑性变形等；④ 嵌晶结构，如嵌晶石

榴子石结构（图6－3a），表现为石榴子石颗粒内具有晶内斜方辉石和细小橄榄石（图6－3b），且斜方辉石具有明显的晶体优选方位，呈针状分布在石榴子石晶体内（图6－3c，d）。

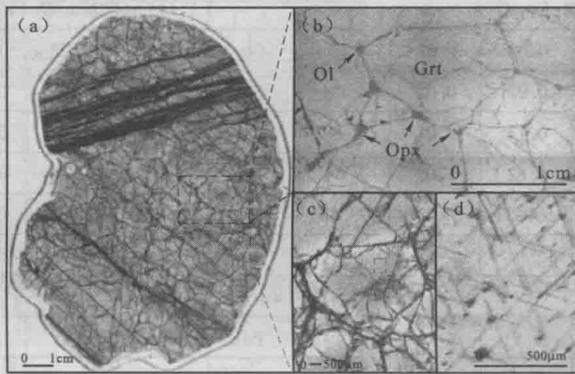


图6－3　嵌晶石榴子石结构（石榴子石颗粒内部具有斜方辉石和橄榄石熔融残余颗粒）
（据 Spengler et al.，2006）

（4）化学成分

造山带超镁铁质岩包括造山带橄榄岩和造山带辉石岩。造山带橄榄岩中主量元素具有一定相关性，如 Mg 和 Al 具负相关关系，而 Ca 和 Al 具有正相关性，此外，相对于蛇绿岩和大洋岩石圈地幔岩，造山带橄榄岩富集轻稀土元素。按照其稀土组成特征，可以将造山带橄榄岩稀土划分为四类：① 未交代的肥沃二辉橄榄岩型（N－MORB 型稀土分布，平坦的 HREE，较亏损的 LREE，La 含量约为球粒陨石的0.1～1倍，而 HREE 为球粒陨石的2倍）；② 未交代的难熔橄榄岩型（REE 含量整体亏损，与未交代的肥沃二辉橄榄岩相比，前者具有更高的轻重稀土分异比值）；③ 交代的二辉橄榄岩型（具明显的 LREE 富集特征）和 ④ 重富集的难熔橄榄岩（平坦的 REE 配分模式和正 Eu 异常）。特别注意的是强不相容元素（Rb、Cs、Ba、Nb、Ta、Th 和 U）在各类岩石中具有规律性变化，即由交代的造山带橄榄岩→未交代的造山带橄榄岩→蛇绿岩和海洋橄榄岩，其强不相容元素含量逐渐降低。

造山带辉石岩可分为低铝辉石岩和高铝辉石岩，前者 $Al_2O_3<10\%$，主要为铬透辉石辉石岩，后者 $Al_2O_3>10\%$，主要为含铝普通辉石辉石岩。造山带辉石岩的稀土组成受到其构造类型和矿物种类的控制，例如被基性岩脉切割的辉石岩具有轻稀土和中稀土富集的特征，稀土配分模式为上凸型，而与橄榄岩面理平行的呈层状的辉石岩则具有变化的 REE 总量和变化的 LREE 组成，其中含铝尖晶石单斜辉石岩具有富集的 HREE 组成。

3. 深海环境超镁铁质岩

（1）野外产状

除了海底钻探可以获得大洋超镁铁质岩石的样品外，绝大部分大洋地幔岩是通过与裂谷作用相关的正断层或者转换断层而剥蚀到海平面获得的，产出环境主要包括大洋中的洋脊断片边部、断层末端、深海、蛇纹石化海域或者被动大陆边缘环境。由于大洋上地幔最佳的剥落窗口是缓慢扩张（<3cm/a）的洋中脊，而快速扩张（>10cm/a）的洋中脊系统超镁铁质岩极少出露，因此，在大西洋和印度洋等缓慢扩张的洋中脊系统中的断层或裂谷带内，就广泛发育这类岩石。大洋核杂岩就是深海环境的超镁铁质岩的典型代表。大洋核杂岩中的超镁铁质岩主要为方辉橄榄岩，少量的二辉橄榄岩。大洋关闭后可以以蛇绿岩形式产出。除了洋中脊扩张中心，在俯冲带也可见少量的深海超镁铁质岩，如地中海西部的 Tyrrhenian 地区，伊豆－小笠原－马里亚纳弧前地域和南沙丁湾弧盆（Bodinier & Godard，2003）。

（2）矿物组成

典型的大洋地幔岩的原始矿物组合为橄榄石、尖晶石、斜方辉石、单斜辉石和斜长石，其中方辉橄榄岩中不含单斜辉石，除此之外，还具有少量的重结晶矿物（橄榄石、单斜辉石等）。原始的橄榄石和斜方辉石为粗粒，粒径达到20mm，而重结晶的橄榄石则较小，粒径为0.2～0.5mm。而斜方辉石在受到变形作用后，会发生重结晶作用，形成大颗粒变晶（1～5mm），该变晶具有扭折带和显微裂隙。

（3）结构

绝大多数的深海超镁铁质岩为无斜长石橄榄岩，大多为粗粒结构，但是在发生了高温重结晶作用后，岩石均发育碎斑结构。特别注意的是，当岩石中具有橄榄石和斜方辉石两种碎斑时，可根据其相互关系和特征划分为两类（Seyler et al.，2003）：一类是斜方辉石形态高度不规则，具有广泛的熔融颗粒边界，其熔融港湾状部位充填着自形－半自形的重结晶橄榄石；另一类是斜方辉石未发生变形，为半自形晶，与具有波状消光的粗粒橄榄石颗粒呈圆滑曲线接触。

（4）化学成分

特别注意的是，该类超镁铁质全部都发生了高度的蛇纹石化蚀变，其岩石地球化学成分发生了较大改变。因此，全岩地球化学特征不能反映其真实信息，但是部分矿物仍然具有探究源区属性的作用，以印度洋中脊西南为例（Seyler et al.，2003），其橄榄石 Fo 值为89.28～90.73，NiO 含量为0.32%～0.43%；斜方辉石 $Mg^{\#}$值为 89.29～92.27，并且核部较边部富集Al、Cr、Ca；单斜辉石斑晶发育强烈环带结构，自核部到边部 Al_2O_3 和 Cr_2O_3 含量逐渐减低，$Mg^{\#}$则具有边部高核部低的特征，而 $Cr^{\#}$和 CaO（21%～24%）含量则相对稳定的；尖晶石矿物则具有较均一的矿物成分，$Cr^{\#}$和 $Mg^{\#}$分别变化于15.1～51.1和62～76之间。

（二）地幔包体（捕虏体）

地幔捕虏体或称**超镁铁质岩捕虏体**（ultramafic xenolith），是由地幔岩浆（主要是玄武岩、金伯利岩、钾镁煌斑岩等岩浆）从地幔岩浆源区或从岩浆上升的地幔通道中捕虏而来的地幔岩碎片，主要岩石种属有方辉橄榄岩、尖晶石二辉橄榄岩、橄榄二辉岩、石榴二辉橄榄岩及纯橄岩等。捕虏体的矿物组成和化学成分显示不均一性（Menzies，1983），由于碱性玄武岩的起源深度较金伯利岩和钾镁煌斑岩浅，其携带的地幔包体反映了地幔浅部特征，而金伯利岩和钾镁煌斑岩岩浆携带的捕虏体代表较深部位的地幔组成特征。包体通常比岩浆重得多，密度比寄主岩浆大，正是由于寄主岩浆以高达0.1～4.0m/s 的速度从100多千米以上的地幔深处上升，才克服了包体在岩浆中的重力沉降，将其带出地表或近地表处。该类岩石主要产于张性或裂谷的环境，寄主岩浆起源深度大、温度高。地幔包体的岩石特征如下：

1. 野外产状

金伯利岩通常含有金刚石矿物，其代表起源深度至少为150km，因此，金伯利岩能够携带较多类型的地幔捕虏体。捕虏体直径一般为10～30cm，大者可达1m，呈棱角状或浑圆状。常见的包体类型主要为含石榴子石二辉橄榄岩，方辉橄榄岩、纯橄岩、辉石岩和云母岩也有出现。捕虏体常常与金伯利岩岩浆中高压结晶的巨晶橄榄石、辉长和石榴子石等矿物共存（Wilson，1989）。碱性玄武岩和霞石岩中的地幔捕虏体则主要为尖晶石二辉橄榄岩，含极少量的石榴子石橄榄岩和纯橄岩，如夏威夷檀香山中碱性玄武质凝灰岩中零星点缀了二辉橄榄岩和少量纯橄岩捕虏体（Carmichael et al.，1974）。

2. 矿物组成

地幔包体最常见的矿物组合有两种：① 70%～80%的橄榄石和20%～30%的辉石、尖

晶石等矿物组成；② 80% ~90% 的辉石和少量的橄榄石和尖晶石组成。其中金伯利岩中地幔包体的主要富铝相为石榴子石，而碱性玄武岩中包体富铝相则主要为尖晶石。

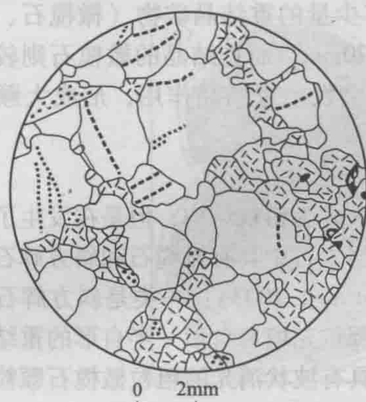


图6－4 地幔橄榄岩的原生粒状结构

（据路凤香，1988）

由 Ol、Opx、Cpx 和少量 Sp 组成，橄榄石中发育扭折带，小的颗粒重结晶者具粒状镶嵌结构

3. 结构

地幔捕虏体以变质结构为主，而且许多捕虏体具有多期次变质事件的结构证据，少部分含有岩浆成因的矿物残余。根据 Mercier & Nicolas（1975）的研究，地幔捕虏体大多具有原生粒状结构－碎斑结构，而 Nielson Pike & Schwarzman（1977）则认为，超镁铁质岩捕虏体多为碎斑结构和碎裂结构。一些主要的结构类型如下：

◎原生粒状结构（protogranular texture）：粗粒（主要矿物粒径 >4mm），颗粒之间呈曲线接触，橄榄石中有少量的扭折带。局部发生重结晶作用，大的颗粒发生了多角化，小的颗粒重结晶具接近相同的方位，在受到重结晶影响的这部分矿物集合体中，矿物颗粒具直线边缘，具镶嵌结构（图6－4）。

◎碎斑结构（porphyroclastic texture）：岩石由碎斑和碎基组成，碎斑颗粒较大，可达1cm，主要为橄榄石和顽火辉石，因应力造成的晶格错位而具强烈的扭折。碎基由粒度较小的新生变晶组成，有橄榄石、顽火辉石、透辉石、尖晶石等，可呈定向排列（图6－5）。

◎粒状镶嵌结构（equant mosaic texture）：矿物颗呈近等轴的粒状，彼此以直线镶嵌接触。理想的情况是，在三矿物接触处界线平直，交角均为120°。

◎板状等粒结构（equant tabular texture）：橄榄石有时呈拉长状，顽火辉石多为压扁形态，矿物颗粒边界平直。岩石叶理发育，部分橄榄石具扭折带。

◎部分熔融结构（partial melting texture）：是橄榄岩在源区经历过部分熔融的证据，表现为单斜辉石中出现无光性的深色物质麻点或周边出现海绵边。海绵边由细小的辉石、橄榄石和空腔组成，是熔融时发生的破裂所致。部分熔融进一步发展，在岩石中可形成熔融囊体。

部分岩石中可发育叶理、线理等定向组构。岩组测定表明，以包体形式的橄榄岩，大部分具矿物的优选定向。

由于超镁铁质包体的侵位环境与其形成的初始环境没有联系，其结构主要受温度、压力、应变率、矿物组合、各向异性和变质作用的强度等控制。由于地幔岩经历了高温高压环境，常常出现变质变形结构、交代结构等。例如含斜方辉石嵌晶的包体中，橄榄石和其他的细小辉石常常以基质形式出现，而斜方辉石嵌晶在应力作用下发生变质变形，常常出现出溶叶片等结构，而橄榄石等基质则发生高度的重结晶作用。



图6－5 地幔橄榄岩的碎斑结构

（据 Mercier & Nicolas，1975）

4. 化学成分

包体形式的超镁铁质岩一般比蛇绿岩套堆晶成因

的超镁铁质岩更富 Mg、Cr、Ni、Co，而贫 K_2O、Na_2O、Al_2O_3、CaO，地幔不相容元素 Rb、Ba、Sr、Th、U、LREE 等丰度明显偏低。尤其是早期有过部分熔融亏损的地幔橄榄岩更是如此。如西班牙、摩洛哥、法国、阿尔卑斯地区造山带橄榄岩中的 LREE 丰度仅为球粒陨石的 0.01 ~ 0.6（Coish et al, 1982）。虽然与堆晶成因的橄榄岩具相似的矿物组合，但包体形式的超镁铁质岩中的橄榄石和斜方辉石更富 MgO，富镁橄榄石（$Fo_{>84}$，高者可 $Fo_{>95}$）和斜方辉石（$En_{>85}$，高者可 $En_{>93}$）常见。同时，包体岩石中斜长石、尖晶石或石榴子石分别只存在于各自稳定的压力范围内（图 6-6），对岩石的来源深度具指相意义。

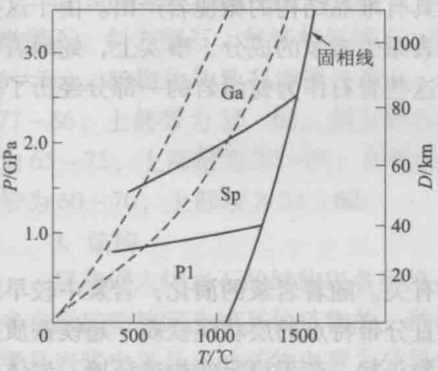


图 6-6 地幔橄榄岩的概略相图
（据 Wyllie，1970）
左边虚线为地盾区的地热曲线，
右边虚线为大洋区的地热曲线

特别注意的是，以包体形式产出于火山岩中的超镁铁质岩来源于深部地幔源区，其矿物组成、矿物化学及相关成分均受其源区性质控制，大致可划分为原始地幔岩、亏损地幔岩和富集型地幔岩。原始地幔岩主要为二辉橄榄岩，是未经过部分熔融和流体交代的地幔岩，其化学成分与世界地幔岩相近，$Mg^{\#}$为 87 ~ 89，主要矿物为橄榄石（40% ~ 90%），单斜辉石和斜方辉石两者含量相近，且都大于 5%；亏损地幔岩是经过部分熔融后的地幔残余部分岩石，相对于原始地幔明显亏损 K、Na、Ca 和地幔不相容元素，以方辉橄榄岩为主，$Mg^{\#}$较高，一般大于 91，主要矿物为橄榄石和斜方辉石，且橄榄石含量高于斜方辉石的含量，相对于原始地幔岩，亏损地幔岩的橄榄石的 Fo、斜方辉石的 En 和单斜辉石的 $Mg^{\#}$均大于原始地幔相应值；富集型地幔是经过流体交代或地壳物质混染的地幔岩，相对于原始地幔明显富集 K、Na、Ca 和地幔不相容元素，$Mg^{\#}$较低，可低至 79，以尖晶石二辉橄榄岩为主，如我国河北阳原二辉橄榄岩包体（马金龙等，2006），主要矿物为橄榄石（62% ~ 83%）、斜方辉石（14% ~ 30%）、单斜辉石（0.9% ~ 10%）和尖晶石（0.3% ~ 2.1%），而邯郸地区纯橄岩则以贵橄榄石为主（$Fo_{88.5\sim88.8}$，含量大于 95%），少量交代成因的金云母和单斜辉石（许文良和林景仟，1991）。

总之，非岩浆成因的超镁铁质岩主要包括二辉橄榄岩、方辉橄榄岩和纯橄岩。它们是直接来自地幔的使者，是研究地幔组成及结构的最直接的样品。非岩浆成因的超镁铁质岩石具有高镁特征，其镁铁比值（$MgO/(FeO + 2Fe_2O_3 + MnO + NiO)$，均为分子数）多大于 7，多介于 7 ~ 11，个别岩石可以高达 14 以上。该类岩石中常见矿床有铬铁矿、金、铂族、钴 - 多金属、石棉、菱镁矿等。以地幔包体形式产出的超镁铁质岩产有镁橄榄石、镁铝榴石等宝石矿物，如我国吉林蛟河、河北万全等地的镁橄榄石 - 镁铝榴石 - 普通辉石等宝石级成矿带。同时，绝大多数的橄榄岩都发生了以蛇纹石化为主的蚀变，蛇纹石在 H_2O 和 CO_2 的作用下，还可进一步反应生成滑石和菱镁矿。蚀变的结果形成蛇纹岩、滑镁岩和石英菱镁岩。而蛇纹岩通常为致密、较暗淡的深色岩石，多呈黑色、暗绿色、黄绿色，常具油脂光泽，密度为 3.3 ~ 2.6g/cm^3，蚀变完全的蛇纹岩可作为玉石材料。

一般认为，原始地幔岩的成分接近于二辉橄榄石，但由于地幔岩是大部分镁铁质岩的岩浆源区，部分地幔岩因易熔组分的熔出而受到改造，转变成了方辉橄榄岩或纯橄岩。实验岩石学研究也表明，当地幔岩熔出约 45% 的熔浆时，其残留岩石相当于纯橄岩；熔出 25% 时，相当于斜方辉石橄榄岩；熔出 5% 时，相当于二辉橄榄岩（Carmichael et al., 1974）。如挪威太古宙造山带橄榄岩。Spengler et al.（2006）研究挪威造山带地幔岩时提出了部分熔融

模型，认为地幔岩石自350km或以上深度上升过程中，经历了多次熔融事件，并形成了富含石榴子石的克拉通根，在经历了太古宙铝亏损的科马提岩岩浆作用之后，该克拉通根主要以残存的石榴子石橄榄岩为主。

三、火成堆晶成因的超镁铁质岩

火成堆晶成因的超镁铁质岩主要指的是产出于层状和环状镁铁质-超镁铁质杂岩体中的岩石，其成因与岩浆重力分异等作用有关。一般来说，它们是原生岩浆分异的产物。例如，在一些层状杂岩体的底部或环状杂岩体的核心，就有具有堆晶结构的橄榄岩产出。由于这类岩石主要由堆晶矿物组成，因此，岩石的成分不能代表原生岩浆的成分。事实上，蛇绿岩中的镁铁质-超镁铁质堆晶岩也具有类似成因，只不过这些岩石作为蛇绿岩的一部分经历了构造侵位，是异地产出的而已。

（一）层状镁铁质-超镁铁质杂岩体

1. 野外产状

杂岩体的形成与重力分异、岩浆对流分层等作用有关。随着岩浆的演化，岩浆中较早结晶的矿物就不断下沉和堆积，最终形成了具有明显垂直分带特点的层状镁铁质-超镁铁质杂岩体。岩体多呈几至数万平方千米的岩盆、岩床状或漏斗状，产于稳定的构造环境。岩体的韵律分层表现为底部多为超镁铁质岩（橄榄岩和辉石岩等），中部为辉长岩类（苏长岩和辉长岩等），上部为斜长岩和闪长岩等。按照矿物组合可大致分为两类：第一类为橄榄岩（辉橄岩）-辉石岩-辉长岩型；第二类则偏酸性，为斜长岩-辉长岩（或橄长岩）型。世界上著名的大型层状杂岩体有美国的Stillwater、南非的Bushveld、格陵兰的Skaergaard，以及加拿大的Muskox等。其中Bushveld侵入体是目前发现的最大的层状侵入体，分布面积达66000km^2，厚7000m以上（图6-7）。

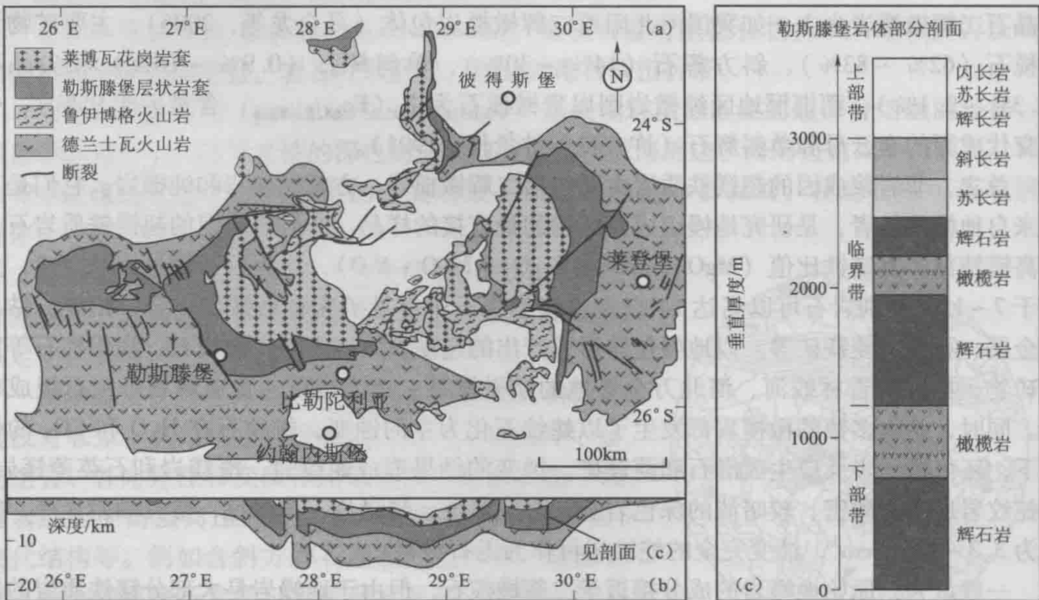


图6-7　南非的Bushveld层状超镁铁质岩体平面图（a）、剖面图（b，c）

（据Scoates et al.，2008）

Bushveld层状岩体由三组火成岩组成，三组岩浆活动是在2061Ma年前的约1~10Ma的

短暂时间内发生的。第一组是早期的火山岩，即鲁伊博格组，第二组是勒斯滕堡层状岩套，这是在第一组火山岩之下，由镁铁质岩浆侵位形成的厚度达到 8kn，面积约 400kn × 300kn 的层状岩体，最后一组是一期花岗质岩体，即莱博瓦花岗岩套。其中第二组是层状超镁铁质-镁铁质岩石的重要组成部分（Scoates et al.，2008），由下部带、临界带和上部带组成，后者主要由辉长岩、苏长岩、斜长岩和闪长岩组成，而超镁铁质岩集中在下部带和临界带下部（图 6-7），由古铜辉石岩、纯橄岩、方辉橄榄岩和二辉橄榄岩组成。

2. 矿物组成

以 Bushveld 岩体为例（Eales & Cawthorn，1996），层状超镁铁质岩的矿物组成主要包括橄榄石、斜方辉石、贫钙单斜辉石、斜长石、磁铁矿和铬铁矿等，自下部带到上部带（图 6-7c），矿物化学具有规律性变化。例如，橄榄石的 Fo 值在下部带为 83～90，临界带为 77～86，上部带为 35～63；斜方辉石的 $Mg^{\#}$在下部带为 81～93，临界带为 75～85，主体带为 65～75，上部带为 30～60；斜长石的 An 值在下部带为 84～86，临界带为 70～81，主体带为 60～70，上部带为 51～62。

3. 结构

层状侵入体岩石的结构以各种堆晶结构常见。堆晶结构是在粗大的、相互连接的自形到半自形矿物粒间充填其他矿物的一种结构。这些粗大的矿物称为**堆晶**（cumulus crystal），主要是岩浆中早晶出的矿物由重力分异作用下沉到岩浆房底部的。由于结晶早，具充分的自由生长空间，因此自形程度较好。铬铁矿、橄榄石、辉石和斜长石都可分别成为堆晶矿物。堆晶矿物往往具较大的粒度，可达 5mm 以上。矿物间隙可由这些矿物的增生边充填，也可由粒间残余熔体结晶的其他矿物组合充填，或者两者都有。堆晶矿物间隙中充堆的矿物亦称为**堆积后的晶体**（postcumulus crystal），是堆晶间隙中的熔体结晶的。据堆晶间隙含量的多少及堆晶与粒间熔体相互作用程度，可将堆晶结构分为三类（图 6-8）：

◎正堆晶结构（orthocumulate texture）：先结晶的堆晶矿物被后结晶的其他矿物包围。

◎中堆晶结构（mesocumulate texture）：堆晶矿物中含较多的与外界隔绝的熔体，堆积后结晶的间隙矿物含量介于 10%～40% 之间。

◎增生堆晶结构（adcumulate texture）：堆晶形成时具大量的粒间熔体（达 50% 以上），由于粒间熔体与主岩浆之间连通性好，组成交换充分，堆晶可继续生长，使粒间熔体不断减少，最终堆积后结晶的堆晶间晶体含量小于 10%。

4. 化学成分

层状岩体在化学成分上属富碱的铁质系列（$M/F < 2$，$M/F = MgO/(FeO + 2Fe_2O_3 + MnO + NiO)$，分子数比）。与其他类型杂岩体相比，总成分偏基性，以辉长质为主体，岩体常常具有接触变质带。以 Bushveld 岩体为例，其超镁铁质岩主要为方辉橄榄岩和辉石岩，其橄榄岩具有低 SiO_2（～43.75%）、TiO_2（～0.15%）和 $Na_2O + K_2O$（～40.51%）含量，而具有高 Fe_2O_3（～15.76%）和 MgO（～33.45%）特征，而辉石岩则具有较高的 SiO_2（～52.93%）和较低的 MgO（～24.33%）含量（Eales & Cawthorn，1996）。微量元素具有一定规律性，如 Cr 和 Ni 等成矿元素具有下部富集上部亏损的特点（辉石岩中 Cr 含量高达 $(2000～4000) \times 10^{-6}$，橄榄岩中 Ni 含量高达 1500×10^{-6}），而 Zr 则为下部亏损上部富集，Rb 则几乎不变。我国华北地台北缘、攀西地区等也发育该类岩体，与该类杂岩体有关的矿床主要为钒钛磁铁矿、铬铁矿、磷灰石矿、铂族和铜镍矿（王玉往，2006）。在 Bushveld 层状岩体内，主要有三种矿床，第一种为铬铁矿，分布在岩体中的 12 层铬铁岩内，每层厚度约 1m；第二种为磁铁矿，分布在岩体顶部的多层磁铁矿岩内，最大厚度达 2m；第三种为铂族元素矿床，分布在辉石岩层内（McCarthy & Rubisge，2005）。

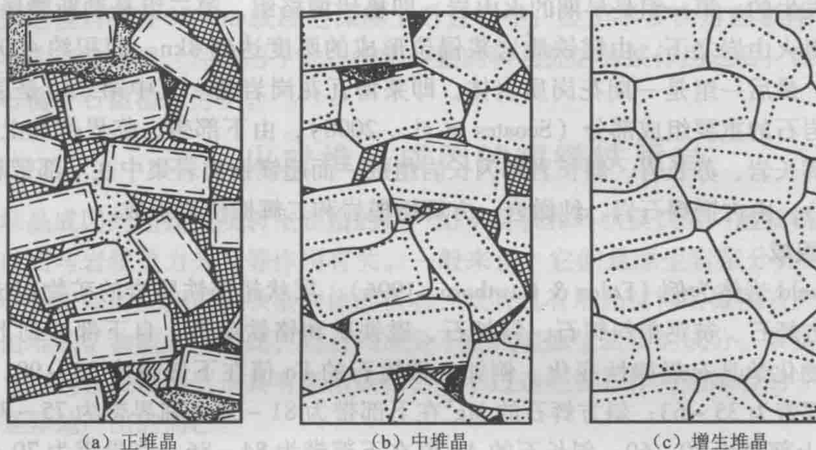


图 6-8　堆晶结构（据 Blatt et al., 1995）

堆晶为斜长石，填隙物为其他矿物

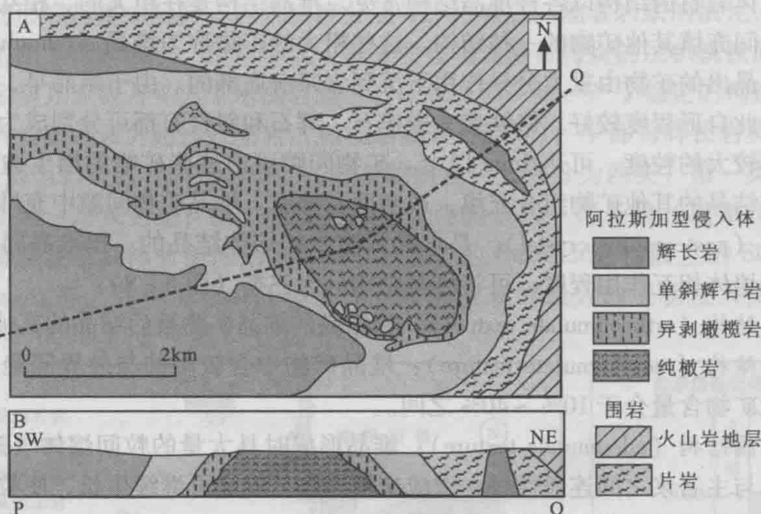


图 6-9　阿拉斯加 Union 海湾环状超镁铁质岩体的平面与垂直剖面图

（据 Eyuboglu et al., 2010）

（二）环状镁铁质－超镁铁质杂岩体

1. 野外产状

该类岩体常常具有环带状分布，中心为超镁铁质岩（图 6-9）。岩体呈同心带状，直径可达 1～10km，沿一定构造方向成群分布。按照岩石形成的构造环境，可划分为狭义的阿拉斯加型岩体和广义的环状、似环状杂岩体。狭义的阿拉斯加型岩体是指同期岩浆作用形成的具环带构造的岩体。岩体以富铁质为特征，自内向外岩石类型依次为纯橄岩、异剥橄榄岩、橄榄单斜辉石岩、单斜辉石岩、角闪辉石岩和辉长岩，各相带之间为渐变关系，如著名的阿拉斯加环状杂岩体和加拿大 Turnagain 岩体。广义的环状、似环状杂岩体指同心式、似同心式镁铁－超镁铁质杂岩体，一般产于稳定地块及边缘，也可产于造山带（如新疆喀拉通克、黄山矿带等），形成几百至上千平方千米的岩盆（如加拿大的 Sudbury 岩盆），该类杂岩体主要产有（铂）铜镍硫化物矿床。

2. 矿物组成

阿拉斯加型超镁铁质岩的矿物组合具有一定的特征，自核部（纯橄岩）向外，橄榄石的铁含量增加，Fo 值逐渐降低，如加拿大 Turnagain 岩体的内部纯橄岩 $Fo_{89\sim92.5}$——中部异剥橄榄岩 $Fo_{85\sim90}$——外部橄榄单斜辉石岩 $Fo_{85\sim87}$。典型的阿拉斯加型环状岩体中不会出现斜方辉石，而仅出现富铝透辉石，在岩体边缘相中会出现角闪石和少量斜长石，在辉石岩中还出现丰富的磁铁矿和钛铁矿，磁铁矿经常稳定在 5% ~20%。角闪石与正常火成岩相比含具有高 Al_2O_3 和低 SiO_2 特征。

3. 结构构造

岩体发育韵律层理。除了堆晶结构外，还常见嵌晶结构、包含结构和反应边结构，一般认为是基性岩浆深部分异和多次侵入的结果。

4. 化学成分

自纯橄岩、异剥辉石橄榄岩到橄榄单斜辉石岩，其主量元素具有一定变化，例如 MgO 含量逐渐降低（43.20% →38.50% →18.00%），$Mg^{\#}$也具有降低的趋势（96→94→89），而 SiO_2 和 CaO 含量则逐渐增加（SiO_2：35.60% →37.30% →50.80%；CaO：0.23% →2.81% →20.70%）。稀土元素组成受到橄榄石、单斜辉石和角闪石等矿物结晶分异影响，如纯橄岩主要由 90% 以上的橄榄石组成，其稀土总量非常低，约为球粒陨石的 0.03 ~0.9，稀土分配型式为平坦型。而橄榄单斜辉石岩和单斜辉石岩等由于辉石等矿物含量的增加，其稀土总量也显著增加，约为球粒陨石的 5 ~20 倍，且分配型式为上凸型。而金云母橄榄岩则为右倾型稀土分配型式，具有明显的轻稀土富集特性，这与其金云母等粒间矿物有关（Himmelberg & Loney，1995）。

5. 岩石成因

对于环状超镁铁质岩石的成因，Carmichael et al.（1974）曾作过总结，他们认为，深部首先产生拉斑玄武质岩浆，然后产生超镁铁质岩浆，前者形成苏长辉长岩类，在矿物学和地球化学上与后者无关，而超镁铁质岩浆则在岩体中心按照液相线温度增加的次序，形成辉石岩、异剥辉石岩和纯橄岩等。其中，单斜辉石的 Al_2O_3 含量具有随着分异过程逐渐增加的趋势，表明岩浆结晶分异过程是在逐渐富水的类似岛弧的环境下发生，这也可以从异剥辉石橄榄岩和单斜辉石岩中出现金云母和角闪石等富水矿物得到证实（Himmelberg & Loney，1995）。因此，阿拉斯加型环状岩体主要在活动大陆边缘或与俯冲带有关的环境中发育。

四、超镁铁质火山岩

超镁铁质火山岩主要包括苦橄岩、麦美奇岩和科马提岩等。

（一）苦橄岩（picrite）

苦橄岩往往产于玄武岩系的底部，常与苦橄质玄武岩共生。岩石多为斑状结构，斑晶多为橄榄石，也有少量的辉石。此外，岩石中可含少量的斜长石、角闪石、金属矿物等。橄榄石含量高达 50% ~75%，辉石为普通辉石，含铬透辉石、易变辉石和紫苏辉石。化学成分与富含橄榄石斑晶的大洋玄武岩的相近，但 SiO_2 较低，其 Al_2O_3、K_2O、Na_2O 含量相对超镁铁质侵入岩较高，表现在矿物组成上含有一定的斜长石。

张招崇等（Zhang et al.，2006）在云南丽江地区发现了苦橄岩，其斑晶橄榄石较自形，未见扭曲变形，基质为微晶的橄榄石、透辉石和斜长石，丽江苦橄岩的地球化学特征为高 MgO（18% ~25%），较高的 $Mg^{\#}$（72 ~83），其较高的 CaO/Al_2O_3 比值（0.84 ~1.11）指示其形成源区压力较高，同时其微量元素以高度富集 Cr、Ni 等亲铁元素为特征，研究表明

该苦橄岩形成于较干的原始地幔源区。苦橄岩常常形成于与地幔柱活动有关的大陆溢流玄武岩区或者大洋溢流玄武岩区，如我国的峨眉山玄武岩省，也有少量的苦橄岩形成于与俯冲有关的岛弧环境，如加拿大大不列颠的 Kamloops 地区。

（二）麦美奇岩（meymechite）

麦美奇岩又称玻基纯橄岩，首次发现于西伯利亚的麦美奇河流域。岩石具玻基斑状结构，橄榄石是唯一的斑晶，基质为黑色的火山玻璃，有时含少量的钛普通辉石微晶。岩石常常出现蛇纹石化或碳酸盐化。化学成分上 SiO_2 含量为 20% ~38%，铁质较高，与其他超镁铁质岩相比，麦美奇岩无金云母、镁铝榴石和铬透辉石等。

（三）科马提岩（komatiite）

科马提岩是1969 年在南非阿扎尼亚马河太古宙绿岩带下部首次发现的。科马提岩常呈岩流或浅成岩体产出。岩石由高镁的橄榄石（$Fo_{90\sim95}$）、辉石及少量金属矿物和基性玻璃组成。常见枕状构造，具独特的鬣刺结构。**鬣刺结构**（spinifex texture）是橄榄石（或辉石）呈细长的锯齿状晶体（或骸晶），以树枝状、放射状、交织状、蘑菇状、花瓣状或近于平行丛生，状如鬣刺草（图 6 - 10），是高镁熔体快速结晶的产物。此外，科马提岩还具有微晶结构等，表现为橄榄石、透辉石等呈针状、柱状和纤状细小晶体。在化学成分上以高 MgO（>18%）、低碱（K_2O <0.9%）为特征。据 SiO_2 和 MgO 的含量，科马提岩可分两类：橄榄质科马提岩（SiO_2 <44%，MgO 20% ~40%）和玄武质科马提岩（$SiO_2$44% ~56%，MgO 9% ~20%），具有较低的稀土含量（REE $10\times10^{-6}\sim59\times10^{-6}$），$(La/Lu)_N$比值较低，约 0.24 ~4.8。国际上常常按照 CaO/Al_2O_3 比值划分为两类（Nesbitt et al.，1979）：铝亏损型（较高的 CaO/Al_2O_3 比值，约 1.5，亏损 Al、V、Sc 和重稀土元素）和铝不亏损型（较低的 CaO/Al_2O_3 比值，约 1，具有平坦的重稀土分配模式）。我国山东蒙阴地区也发现科马提岩，其矿物组合为橄榄石、辉石、透闪石、蛇纹石和磁铁矿等，成分上表现出橄榄质科马提岩特征。科马提岩的成因具有较多的模式，例如，干地幔熔融模式、湿地幔熔融模式、板块俯冲模式、地幔柱熔融模式等，但目前地幔柱熔融模式获得了较广泛的支持。

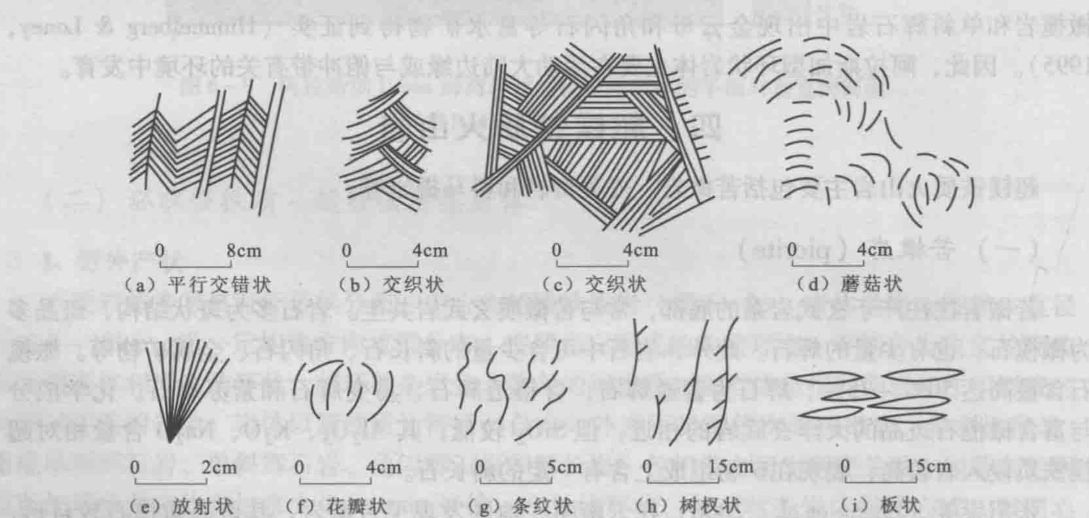


图 6 - 10　不同形状的鬣刺结构

（据张荣隋等，2001）

国际地科联（LeBas，2000）对超镁铁质火山岩进行了化学成分分类：若岩石的 MgO > 12%，SiO_2 在 30% ~52% 之间，且 $Na_2O + K_2O$ 低于3%，则为苦橄岩；若 MgO > 18%，SiO_2 在30% ~52% 之间，且 $Na_2O + K_2O$ 低于 2%，则为科马提岩（TiO_2 < 1%）或麦美奇岩（TiO_2 > 1%）。

五、岩石成因

（一）非岩浆成因的超镁铁质岩

非岩浆成因的超镁铁质岩包括造山带超镁铁质岩、蛇绿岩中的超镁铁质岩、呈包体形式产于玄武岩和金伯利岩中的超镁铁质岩、大陆岩石圈剖面下部以及大洋核杂岩中的超镁铁质岩。它们要么是在构造作用下"冷"侵位到浅部的，要么是以包体等形式通过火山岩浆作用携带到地表的。

造山带超镁铁质岩岩石类型以二辉橄榄岩为主，少量的尖晶石方辉橄榄岩和纯橄岩，橄榄岩中常常发生页理和辉石岩层理（Kaczmarek et al.，2008）。该类超镁铁质岩常常形成于不同温度下的高压－超高压环境或者高温条件下的中低压环境，它们是被经历了玄武质岩浆提取后的残余地幔物质。造山带橄榄岩大多数形成于陆壳向地幔深俯冲过程中(60 ~ 120km)，并伴随着脆性或者韧性变形转移到地壳下部。对于高压－超高压环境的地幔橄榄岩，其原岩起源于较浅（斜长石橄榄岩）或中等（尖晶石橄榄岩）地幔深度（20 ~50km)，随着板片继续深俯冲，将会进入地幔深部并发生高压－超高压变质作用，如果俯冲深度足够，这些地幔橄榄岩将出现石榴子石等矿物组合，并具有与发生榴辉岩化作用的围岩一致的重结晶年龄（Brueckner & Medaris，2000）。而对于高温地幔橄榄岩，其主要起源于中低压环境的尖晶石橄榄岩在高温条件下重结晶作用（1200°C），可能与软流圈地幔有关。由于地幔橄榄岩侵位深度及地幔类型的不同，它们的成分受到多种源区的影响，如大洋地幔、大陆岩石圈地幔及软流圈地幔等。例如，起源于洋壳俯冲环境的地幔岩，由于地幔楔受俯冲带流体的影响，其橄榄岩常常发生重结晶和混染作用，而随后的陆壳俯冲作用将导致这些橄榄岩最终侵位。

一般认为，大洋岩石圈向大陆消减时，洋壳下的上地幔超镁铁质岩会随洋壳物质一起仰冲、拼贴到大陆边缘上，组成蛇绿岩的超镁铁质岩，并常常发生叶片状蛇纹石化。由于该类岩石常常形成于洋中脊、岛弧、边缘海等构造环境，与俯冲造山作用密切相关，导致其常常受到洋底蚀变和造山变质作用的改造。例如，巴基斯坦北部白垩纪科希斯坦岛弧环境的超镁铁质岩，岩石类型包括纯橄岩、异剥橄榄岩、单斜辉石岩、二辉橄榄岩（Dhuime et al.，2007），研究发现这些超镁铁质岩石是交代成因，在俯冲带，上升的软流圈地幔受到俯冲洋壳流体或沉积物的影响，产生类似玻安岩特征的熔体，这种熔体交代地幔岩形成了岛弧型超镁铁质岩石组合。因此，蛇绿岩中超镁铁质岩在不同的构造位置应该具有不同的成因，除了类似岛弧的交代或萃取之后的难熔残余物理论，还有镁铁质岩浆早期派生的堆积物观点（即基性岩浆重力分异作用，类似于层状岩体成因）和地幔碎块的观点。最近，杨经绥等(2011）在西藏罗布莎蛇绿岩的地幔橄榄岩和铬铁矿中发现了金刚石和强还原条件下形成的特殊矿物群，这对理解蛇绿岩成因及其与地幔深部活动的关系提供了新的视角。

蛇绿岩的侵位机制可能对不同类型的蛇绿岩的出露起到重要的控制作用。由于大洋岩石圈的岩石类型、密度、热状态和年龄的不同，不同类型的蛇绿岩在俯冲启动时的命运就有差别，因而，弧前盆地、弧后盆地和洋中脊产生的大洋岩石圈，发生侵位的难易程度也有所不同（图6－11)。在弧前环境，由于其组成物质密度小，浮力大，俯冲难以进行，因而这部

分大洋岩石圈更容易侵位而成为弧前蛇绿岩；在弧后环境，由于俯冲导致的挤压和地壳缩短，岛弧发生隆升，不利于蛇绿岩侵位于地表；而在洋中脊产生的大洋岩石圈，由于浮力较大的海山碎块和沉积物会从俯冲板块中刮落下来，而且拆离作用不会深切到俯冲的岩石圈下部，因此，大洋岩石圈更倾向于向下俯冲，很难在汇聚边缘形成洋中脊型的蛇绿岩。

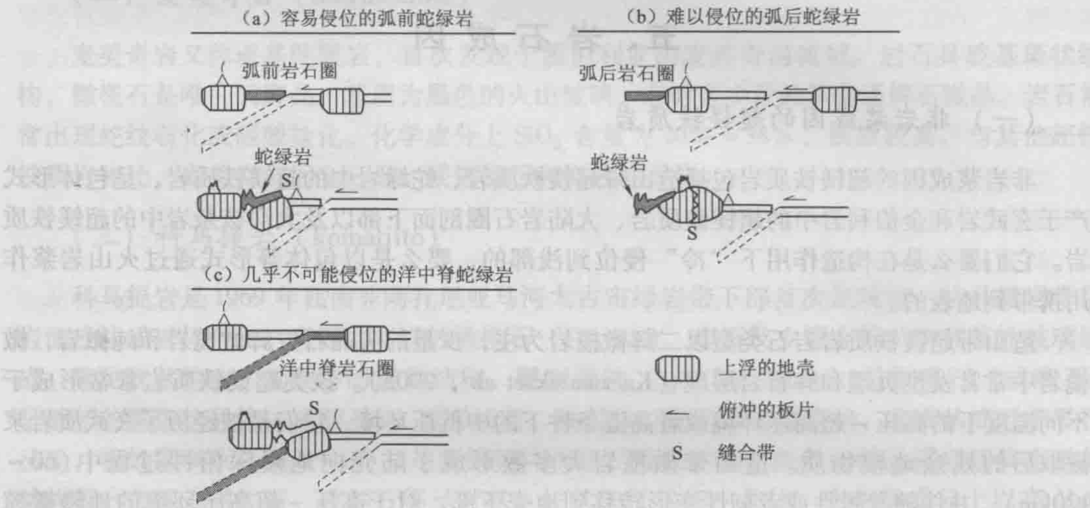


图 6－11　三种环境形成的蛇绿岩的侵位模式示意图

（据 Stern，2004）

世界上以包体形式产出的超镁铁质岩分布较广，我国东部新生代玄武岩（如汉诺坝玄武岩）和青藏高原分布大量地幔包体，其岩石类型有二辉橄榄岩、方辉橄榄岩和二辉岩等。大量的研究认为，其中的地幔橄榄岩是原始地幔岩经不同程度部分熔融后剩余的残余体。

大陆地壳剖面中的超镁铁质岩主要由方辉橄榄岩组成，富含顽火辉石。意大利北部的 Ivrea-Verbano 构造带（IVZ）是典型的大陆地壳剖面（马昌前，1998；Mayer et al.，2000），该剖面出露了大量嵌入下地壳岩石的地幔橄榄岩。IVZ 可以划分出两个主要的岩石单元，即 Kinzigite 组地层和基性－超基性岩组，在基性－超基性岩组中含有大量大陆地幔岩石，主要为尖晶石二辉橄榄岩和尖晶石方辉橄榄岩，少量的辉石岩和堆晶超镁铁质岩石。这些大陆地幔岩呈透镜体状与 Kinzigite 组地层相互交叉接触共存。Quick（1995）认为该壳幔剖面是在阿尔卑斯造山运动之前的一次俯冲增生事件中混杂形成的，超镁铁质岩是构造侵位产物，否定了前人认为是基性岩浆侵入壳幔边界的观点。

◎大洋核杂岩（Oceanic Core Complexes，OCCs）：主要出现在缓慢扩张洋脊的侧翼，分布在拆离断层的下盘，在伸展背景下成圆穹状剥露在洋底，由上地幔至下地壳岩石组成，岩石主体由橄榄辉长岩、辉长岩和辉长苏长岩组成，夹带富橄榄石的橄长岩、纯橄岩和方辉橄榄岩等（Ildefonse et al.，2007）。大洋核杂岩与大洋拆离断层密切相关（图 6－12），洋脊轴部的拆离作用会持续很长时间，必然会与岩浆发生相互作用，使得洋脊轴部玄武岩的化学成分与拆离作用之间存在相关性。一般地，大洋核杂岩都与更接近原生岩浆成分的玄武岩共生，这些玄武岩的结晶压力比缺乏拆离作用的对称地段的火山岩的结晶压力高（Escartín et al.，2008）。

（二）火成堆晶成因的超镁铁质岩

无论是环状超镁铁质岩还是层状超镁铁质岩，在野外均与相应的镁铁质－中性岩紧密共生，在岩相学和岩石化学方面表现出一定的规律性。对于层状岩体，早期的研究认为，重力

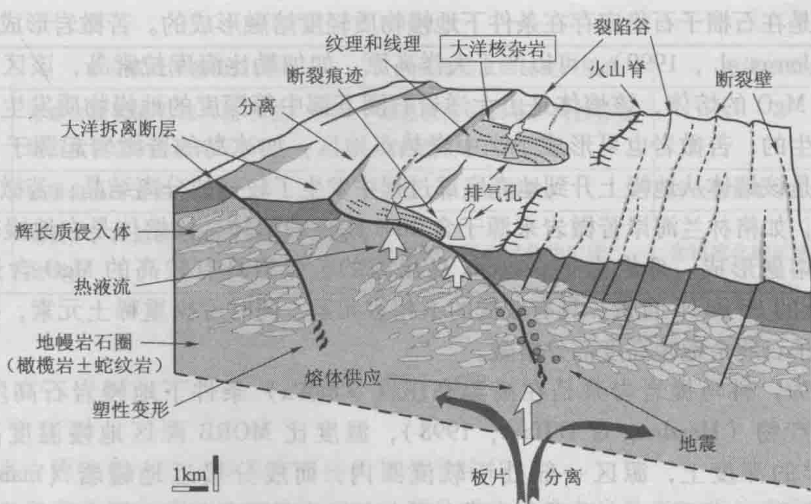


图6-12 大洋核杂岩剖面示意图

（据 Escartín et al.，2008）

沉积机制的多样性是造成岩浆成层的控制因素。但是，后来的研究提出了更多的影响因素。例如，橄榄石、磁铁矿和辉石具有较大的密度，但却可以呈层堆积在岩浆房顶部，而具有较小密度的斜长石则可以堆积在岩浆房底部，这显然不能简单地用重力分异解释。目前有多种观点解释层状岩体成因，较常见的是成分分层和原位结晶理论。该理论认为，在层状岩体中，特别是正堆晶结构的岩石中，细长的晶体在具有成分分层特征的岩浆层面上垂直生长，当结晶条件改变时，这种生长过程会重复性发生，产生一系列矿物层理，这种过程类似于斜长石的振荡环带的形成。

而环状超镁铁质岩体则具有同心分带特征，核部为纯橄岩，它被异剥橄榄岩、橄榄辉石岩、磁铁辉石岩和角闪石辉石岩连续圆柱状壳层包围。这些壳层中，除了最外边的普通角闪辉石岩外，都具有水平韵律层，即具有橄榄石和辉石晶体的厘米级层理，这种特征在垂直剖面中可以连续保持到几百米厚度。可见，这种构造反映了超镁铁质岩浆中晶体的沉积，并且穿过作为分异结晶顺序的连续带，岩浆体系的液相线温度向外逐渐减小。其成因模式大致为：超镁铁质岩浆侵位于岩体中心，按照液相线温度增加的次序，自外向内依次结晶出角闪辉石岩、磁铁辉石岩、异剥橄榄岩和纯橄岩。

（三）超镁铁质熔岩

苦橄岩既可能含有堆晶矿物，也可能是原始地幔岩浆直接结晶形成的（Zhang et al.，2006，2008）。O. Hara（1968）的地幔岩熔融实验表明，石榴子石橄榄岩在大于 3GPa（>100km）的高压条件下，5% ~30% 的部分熔融程度，可形成含 30% ~40% 橄榄石标准分子（Ol）的苦橄质岩浆。Takahashi（1986）对二辉橄榄岩进行的干体系的熔融实验表明，在 5 ~7GPa 的条件下（150 ~200km）熔出的岩浆 MgO >30%，类似于太古宙的橄榄岩质科马提岩。实验资料证实，在特定的条件下，地幔可以熔出高镁的超镁铁质岩浆，部分超镁铁质火山岩可以代表地幔原生岩浆成分。

原生苦橄质熔体成分与源区深度、熔融程度、温度压力有关。研究表明，苦橄质熔体的形成压力在 2.5GPa 以上，处于石榴子石稳定区之内（Woodland et al.，2002），如我国与峨眉山地幔柱有关的丽江苦橄岩（Zhang，2006），其岩浆形成于 1630 ~1690℃、4GPa 的高温

高压环境，是在石榴子石稳定存在条件下地幔物质轻度熔融形成的。苦橄岩形成于不同构造位置（Révillon et al.，1999），可以产于大洋高原，如加勒比海库拉索岛，该区的苦橄岩起源于含 12% MgO 的熔体，该熔体是由大洋岩石圈下部中等深度的地幔物质发生中等程度的部分熔融产生的；苦橄岩也可形成于洋中脊热点地区，如冰岛的苦橄岩起源于含 12% MgO 的熔体，但是该熔体从地幔上升到地壳底部过程中发生了较强的分离结晶；苦橄岩也可形成于裂谷环境，如格林兰海岸苦橄岩来源于含 20% MgO 的熔体，该熔体是在地幔较深位置发生低度部分熔融形成。哥伦比亚 Gorgona 岛出露的苦橄岩具有较高的 MgO 含量（21% ~ 26%），较低的 Fe 和 Ni 含量，具有较低的不相容元素，同时亏损重稀土元素，研究认为起源于含石榴子石残余地幔高度部分熔融。

一般认为，科马提岩岩浆是在高温高压（>8GPa）条件下地幔岩石高度部分熔融（>40%）的产物（Herzberg & O'Hara，1998），温度比 MORB 源区地幔温度高出 200 ~ 300℃。这样的深度上，源区一般处于软流圈内，而成分接近**地幔岩**（mantle pyrolite，McDonough & Sun，1995）。由于现今地球上很少有如此高温高镁的岩浆喷发，对于科马提岩的熔融条件和构造环境还存在较多争议，目前有三种模式解释其成因。一种观点认为科马提岩是由干地幔源区发生 30% ~50% 部分熔融形成的（Herzberg，1992），这样的科马提岩岩浆常常产生在地幔柱环境，喷发形成洋岛或者大洋高原；另一种观点认为科马提岩形成于浅部、受俯冲板片流体交代影响的亏损地幔的部分熔融，由此认为科马提岩可以形成于较低的地幔温度条件下（Parman et al.，2001）；第三种观点结合了前两种观点，认为科马提岩形成于地幔柱对俯冲的大洋岩石圈的相互作用过程中（Hollings & Wyman，1999）。

关于麦美奇岩的成因，可以西伯利亚大火成岩省研究为例来说明。最新的研究认为，麦美奇岩的岩浆起源于干的二辉橄榄岩在大约 7GPa 压力下的部分熔融，岩浆温度约 1650℃，远高于洋中脊环境玄武质原生岩浆的温度，暗示起源于软流圈 - 岩石圈边界（Ryabchikov et al.，2009）。但也有人认为西伯利亚麦美奇岩的岩浆是方辉橄榄岩在 200km 深处部分熔融形成的（Sobolev et al.，2009），源区具有石榴子石和富钾单斜辉石的残余，认为是在岩石圈地幔的拆沉过程中，方辉橄榄岩碎块被上升的高温地幔捕获，在 1650℃ 的高温下熔融产生麦美奇岩岩浆。

六、小　结

通过对三大类超镁铁质岩石的结构构造、矿物组成、化学成分及岩石成因分析，可以将各类岩石之间的差别总结于表 6 - 3 中。

表 6 - 3　三大类超镁铁质岩的主要区别

特征	非岩浆成因超镁铁质岩	火成堆晶成因超镁铁质岩	超镁铁质火山岩
构造	造山带地幔岩往往具有矿物的定向排列，具有二辉橄榄岩和方辉橄榄岩的成分条带	较大的韵律层理	一些保存较好的科马提岩顶部常常具有玻璃质冷凝边，杏仁孔和冷却节
结构	玄武岩或金伯利岩中携带的地幔岩常常具有原生粒状结构、碎斑结构及粒状镶嵌结构，后者颗粒边界夹角为 120°；部分捕虏体和造山带地幔岩具有剪切结构以及矿物内部的塑性变形	堆晶结构为主	鬣刺结构为科马提岩典型的结构；科马提岩和苦橄岩中的橄榄石普遍含有多面体晶形

续表

特征	非岩浆成因超镁铁质岩	火成堆晶成因超镁铁质岩	超镁铁质火山岩
矿物组成	常常出现尖晶石和石榴子石；单斜辉石常常以含铬透辉石出现	堆晶粒间斜长石；阿拉斯加型岩石中出现角闪石	
特征氧化物	镁质尖晶石为主	自形，半自形铬铁矿	淬火铬铁矿
相关矿产	铬铁矿，在地幔橄榄岩中也可出现金刚石	铬铁矿、PGE 硫化物矿床	含镍硫化物矿床、PGE 矿床

思　考　题

1. 超镁铁质岩中的主要矿物一般具有哪些矿物化学特征？
2. 超镁铁质岩常常会发生哪些类型的蚀变？主要是哪些矿物发生蚀变？其蚀变原因是什么？
3. 怎样理解超镁铁质岩与超基性岩这两个概念？斜长岩和辉石岩可归入哪一类？为什么？
4. 列举世界上典型的层状岩体，总结层状岩体自下而上表现出的岩石学和矿物学特征（包括暗色矿物种类和含量、矿物化学特征、矿物粒度等），并从鲍文反应序列解释这些现象。
5. 总结不同构造环境中超镁铁质岩（如层状岩体、环状岩体、蛇绿岩带中超镁铁质岩、金伯利岩中超镁铁质岩捕虏体等）的岩石组合及其结构构造特征，并对比岩浆成因超镁铁质岩与非岩浆成因超镁铁质岩在结构上的不同点。
6. 如何通过超镁铁质岩的矿物学研究理解地幔深部过程？
7. 金刚石可以在哪些地质背景中产出？在蛇绿岩中发现金刚石，可能说明什么问题？
8. 你认为存在超镁铁质岩浆吗？请列举一些地质事实和实验岩石学成果来支持你的观点。

第七章　镁铁质岩类

镁铁质岩类（mafic rocks）指镁铁质矿物含量达到50% ~90% 的火成岩，包括侵入岩中的辉长岩、辉绿岩和火山岩中的玄武岩。如果按照岩石的 SiO_2 含量来划分，镁铁质岩类相当于基性岩（SiO_2 含量45% ~52%）。绝大部分的镁铁质岩是由地幔岩（二辉橄榄岩）部分熔融形成的岩浆经过上升侵位或喷发形成的。在地球上，超镁铁质岩构成地幔的主体，所占体积最大，而镁铁质岩在地球表面的分布最广，占地球表面71% 的大洋沉积物下面主要由镁铁质火山岩——玄武岩组成。镁铁质岩不仅产出于大洋环境，而且在大陆上也广泛分布，不仅是地表分布最广的火成岩，而且在类地行星和月壳中也大量产出。因此，镁铁质岩对于研究壳幔相互作用、恢复古构造环境、探讨行星地质演化历史具有重要意义。

一、侵入岩类

（一）基本特征

镁铁质侵入岩由于侵位深度较大，冷却速度较慢，岩浆有足够时间结晶，岩石粒度较粗，通常根据实际矿物含量来定名（第四章，图4-20）。镁铁质侵入岩的代表性岩石是中粗粒的辉长岩和中细粒的辉绿岩，矿物以基性斜长石和普通辉石为主（表7-1）。

表7-1　镁铁质侵入岩中矿物简表

主要矿物	普通辉石（高钙辉石）
	基性斜长石（An >50）
次要矿物	低钙辉石（顽火辉石或易变辉石）
	橄榄石
	霞石、方沸石（其他似长石）
	石英
	角闪石
常见副矿物	不透明矿物（铬铁矿、钛磁铁矿、钛铁矿、硫化物）
	磷灰石、锆石
常见次生矿物	蛇纹石或伊丁石取代橄榄石
	绿泥石或纤闪石取代辉石
	绢云母或绿帘石取代斜长石

注：本章的“顽火辉石”为狭义的顽火辉石、古铜辉石和紫苏辉石的总称（Deer et al.，1992）；低钙辉石指 $x(Ca_2Si_2O_6) < 15\%$ 的辉石。

◎*斜长石*：斜长石：主要为An >50 的基性斜长石，常为拉长石或培长石，呈自形-半自形板状产出，聚片双晶发育，偶见环带结构。常发生钠黝帘石化、碳酸盐化或绢云母化等。

◎*辉石*：单斜辉石为主，其次斜方辉石；单斜辉石常见为普通辉石、透辉石及两者的变种异剥辉石，也可出现低钙的易变辉石，单斜辉石中常出现**席勒构造**（Schiller's structure）或斜方辉石的出溶页片，简单双晶和反应边结构常见。斜方辉石主要为低钙的顽火辉石，有

时可见其中有单斜辉石的出溶页片。常发生绿泥石化、皂石化、碳酸盐化或纤闪石化蚀变。

◎*橄榄石*：主要为贵橄榄石，圆粒状为主，除橄长岩中常见外，其他岩石中为次要矿物，在含石英的辉长岩、苏长岩中不存在橄榄石。在橄榄石外围通常可见斜方辉石、单斜辉石甚至角闪石的反应边。常蚀变为蛇纹石、皂石、绿泥石等。

◎*次要矿物*：角闪石多为原生褐色或棕色的普通角闪石，偏碱性岩石中常见棕闪石（红棕色）或钠质角闪石。发生次生变化后成为无色或淡绿色的透闪石、纤闪石等。黑云母常出现在含石英的辉长岩或苏长岩中。石英和碱性长石常呈填隙物充填在其他矿物之间。

（二）结构构造

镁铁质侵入岩以辉长结构和辉绿结构为主，也可见嵌晶含长结构、反应边结构、包含结构和堆晶结构等。

◎*辉长结构*：是中深成基性侵入岩（辉长岩）的典型结构，表现为基性斜长石和辉石的自形程度相近，均呈现半自形－他形粒状。在 Di－An 体系相图（见第五章）中，辉石的首晶区随 P_{H_2O} 的增加而扩大，而斜长石的首晶区正好相反。在相当于中－深成相（深 6～7km，$P_{H_2O} \approx 2 \times 10^8 Pa$）条件下，An－Di 的共结点在 An＝50% 左右，与镁铁质岩浆的 An－Di 组成相当，结晶作用基本上是在共结点处由辉石和斜长石同时结晶来完成的，因此会形成辉石与斜长石两矿物自形程度相近的辉长结构（图 7－1a）。



(a) 橄榄辉长岩（辉长结构）　(b) 辉长岩（富磁铁矿）（辉长辉绿结构）　(c) 辉绿岩（辉绿结构）

图 7－1　辉长岩和辉绿岩镜下素描
（转引自路凤香和桑隆康，2002）

◎*辉绿结构*：是浅成镁铁质侵入岩（辉绿岩）的典型结构，也可出现于玄武岩中。斜长石和辉石颗粒大小相差不多，单个他形辉石颗粒填充于较自形板条状斜长石晶体形成的近三角形空隙中。在浅成相条件下，P_{H_2O} 降低（$P_{H_2O} < 10^8 Pa$、$D < 3km$），Di－An 共结点移向 Di 一侧，镁铁质岩浆首先结晶斜长石，直到熔体组成达共结点辉石才同时晶出，因此，形成了斜长石自形程度好于辉石的辉绿结构（图 7－1c）。

◎*嵌晶含长结构*：即在大的辉石晶体中，杂乱地包含着一些自形程度较高的斜长石，构成嵌晶含长结构，主要见于辉长岩和辉绿岩中。

◎*包含结构*：即大的他形角闪石包裹辉石、单斜辉石包裹斜方辉石、辉石包裹橄榄石或斜长石包裹暗色矿物等现象。

◎*堆晶结构*：见第六章超镁铁质岩。

镁铁质侵入岩构造主要为块状构造，也常见带状构造和球状构造。

(三) 产状及侵位机制

镁铁质侵入岩的产状可依据岩石类型分为两类：辉绿岩通常以厚度较小的岩墙和岩床为主，辉长岩可呈现厚层的岩墙和岩床，但主要以岩株、岩盖、岩盆等独立岩体产出，还可与超镁铁质岩共同组成层状侵入体。也有少量以镁铁质包体形式产于花岗岩类侵入岩中，有的可作为岩浆混合的证据。

◎*镁铁质岩墙（岩床）和岩墙群*：单个岩墙的厚度通常数厘米到数百米不等，延伸可达数十到数百千米，有的岩墙甚至可超过1000km。镁铁质岩墙中心通常为辉绿岩（较厚的也可能为辉长岩），就位浅的通常出现冷凝边。岩床的单层厚度很少超过百米，但一个地区多层岩床的总厚度却可达数千米。由若干条（最多的可达数百条）平行的或放射状分布的岩墙组成的集合体称为**岩墙群**。岩墙群常常是**大火成岩省**（large igneous province）的组成部分，代表了大火成岩省的根带。岩墙群的出现代表了岩石圈的伸展作用，在太古宙和古元古代地体中的岩墙群还被作为存在地幔柱的证据。地球上最大的岩墙群是加拿大地盾西半部的中元古代（1267Ma）麦肯齐（Mackenzie）岩墙群，其宽达500km，长达3000km（Schwab et al.，2004）。我国华北克拉通的古元古代岩墙群也具有代表性（Peng et al.，2008）。

玄武质岩浆以岩墙还是岩床的方式就位，主要取决于地壳中的岩浆体所受最小的阻力方向。图7－2a显示理想状态下扩张岩墙顶端所受应力，岩浆体在顶端（z_1-z_2）向上的扩张主要受以下几个因素控制：P_m 岩浆的内压，σ_3 区域应力场最小主应力，κ 为围岩的抗张强度（地壳岩石一般为50MPa），当满足 $P_m>\sigma_3+\kappa$ 时，岩墙将持续向上延伸。

岩床就位通常发生在相对较浅的部位，垂直方向的静压构成了最小主应力，在这种状态下（图7－2b），破裂在侧面的传播（从 x_1-x_2）应满足：$P_m=\sigma_3+\kappa=\bar{\rho}gh+\kappa\approx\bar{\rho}gh$。在浅层的沉积岩中，岩浆和沉积岩中孔隙水接触时产生的水蒸气有助于降低围岩的抗张强度 κ，使其近似为0，岩床的传播只需要岩浆的内压克服围岩的静压即可。

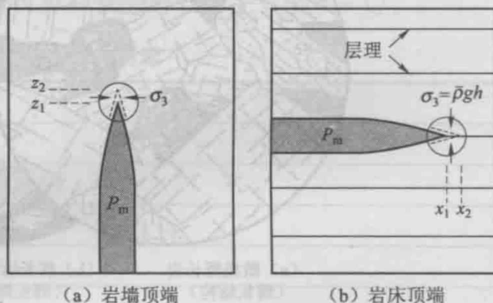


图7－2 岩浆顶端扩张所应力示意图

（据Robin，2010）

σ_3—地壳最小主压应力；P_m—岩浆内压；

$\bar{\rho}$—岩床上覆岩石的平均密度；g—重力加速度；

h—岩床就位深度，等于上覆岩层厚度

◎ *锥状岩席和环状岩墙*：通常围绕较大的岩体分布，可延伸到岩体之外的围岩中，平面上通常呈现弧形，锥状岩席产状内倾，环状岩墙产状外倾。Anderson（1938）分析了形成锥状岩席和环状岩墙的应力状态，绘制了应力迹线图解（图7－3），揭示了锥状岩席和环状岩墙的成因。如图7－3a所示，岩浆上升侵位过程中，对上覆围岩造成强大的挤压力。此时，围岩中最小主应力迹线如图中细实线所示，自岩浆房向外呈辐射状，因此形成剖面上呈锥状的张裂系，被岩浆充填形成锥状岩席。环状岩墙与此相反，同岩浆的压力逐渐减小有关。围岩中最小主应力迹线如图中虚线所示，近平行于岩体与围岩的接触界面，最大主应力迹线如细实线所示与接触界面近于垂直。图7－3b中的粗实线代表与最小主应力迹线相交约30°方位的剪应力迹线方向形成的剪裂面，经岩浆充填后形成环状岩墙。

层状侵入体是镁铁质侵入岩的主要产出形式，通常和超镁铁质岩或斜长岩共生，其产出

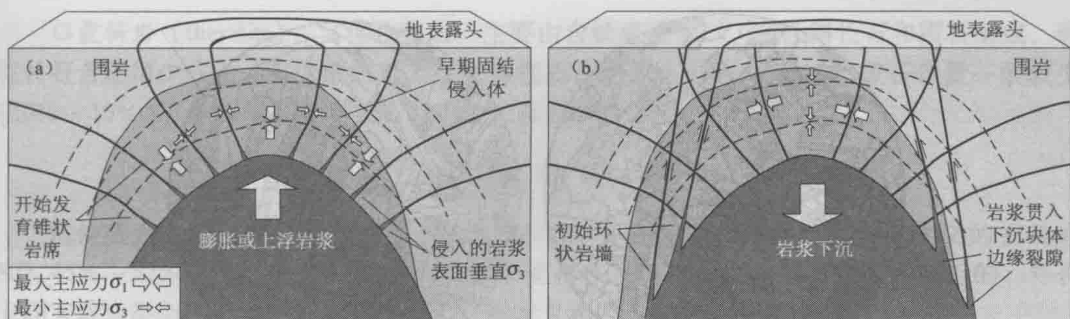


图 7－3　锥状岩席（a）和环状岩墙（b）成因机理图

（据 Anderson，1938；转引自 Shaw，1980）

形式及成因可参见第六章超镁铁质岩部分。层状镁铁质－超美铁质侵入体是许多重要经济价值矿床的母岩，如铂族元素（PGE）、铬铁矿及硫化物矿床。

（四）分类及常见种属

镁铁质侵入岩可根据硅碱图划分为碱性系列和亚碱性系列（见图 4－2）。亚碱性系列包括钙碱性和拉斑玄武岩系列。碱性系列以碱性辉长岩类为代表，亚碱性系列以辉长岩类为代表。与俯冲有关造山带内的镁铁质侵入岩通常属钙碱性系列，而大的层状镁铁质侵入岩通常属拉斑玄武岩系列。进一步，可结合定量矿物统计来进行岩石定名（见图 4－16，图 4－20）。

1. 辉长岩类（亚碱性系列）

组合指数 $\delta<3$，SiO_2 可以是不饱和的（出现橄榄石），也可以是饱和的（不出现橄榄石）。富 CaO、Al_2O_3、MgO、FeO、Fe_2O_3；贫碱（K_2O+Na_2O 约 4%）为特征。岩石中 Na_2O 一般大于 K_2O，CaO 较稳定（约 10%），MgO、TFeO 变化较大。常见种属有：

◎辉长岩（gabbro）：具中至粗粒结构、辉长结构，主要矿物成分是基性斜长石和单斜辉石，还可出现贫钙的顽火辉石，有时可见小的石英充填在间隙中。多见块状、条带状、火成层理构造，一般呈独立的岩体分布，但也可以出现于某些厚层火山岩浆的中心相。根据斜方辉石（Opx）和单斜辉石（Cpx）的相对含量，可进一步分为辉长岩（Cpx > Opx）、苏长岩（Cpx < Opx）和辉长苏长岩（Cpx ≈ Opx）。当橄榄石或角闪石含量大于 5% 时，可作为前缀参加定名。

◎辉绿岩（diabase）：一种中细粒的浅成相侵入岩，主要由普通辉石和高钙斜长石（An > 50）组成。矿物成分和化学成分与辉长岩相似，可呈岩墙或岩床等产出，暗绿或黑绿色，具典型的辉绿结构（图 7－4b），含斑晶时称辉绿玢岩，斑晶成分为斜长石及暗色矿物。

◎橄长岩（troctolite）：中粗粒的火成岩，主要有高钙斜长石和橄榄石组成。具嵌晶结构，如印度洋洋中脊橄长岩（图 7－5）。

◎苏长岩（norite）：中粗粒的火成岩，主要由斜长石和斜方辉石组成。

◎辉长苏长岩（gabbronorite）：中粗粒的火成岩，主要由高钙斜长石、普通辉石、顽火辉石（两类辉石的含量近于相等）组成。

◎斜长岩（anorthosite）：中粗粒的火成岩，斜长石含量超过 90%。按暗色矿物含量，已不属镁铁质侵入岩，但通常和辉长岩共生，位于层状侵入体的上部，可能是岩浆分异的结果。

2. 碱性辉长岩类

与辉长岩相比，碱性辉长岩在化学成分上富碱，K_2O+Na_2O 均大于 5%，可达 9%，一般为 $Na_2O>K_2O$，$K_2O>Na_2O$ 者少见，SiO_2、MgO 较辉长岩低。在矿物成分上除了橄榄石之外，还有少量的似长石（霞石或方沸石），表明来自硅不饱和岩浆的结晶，有时也出现少



（a）（b）

图 7-4　辉长岩类

（a）橄榄辉长岩（非洲南部 Insizwa，单偏光，14×）（据凯里·克劳尼斯，1985）：主要成分拉长石、普通辉石、紫苏辉石和橄榄石，紫苏辉石在橄榄石及普通辉石之上形成反应边；（b）辉绿岩（山东济南，单偏光，$d=3$mm）（黄国伟绘）：自形的基性斜长石不规则分布，在其空隙中充填大颗粒辉石，具辉绿结构

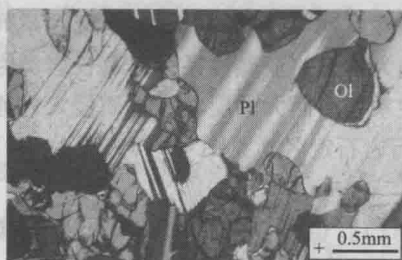
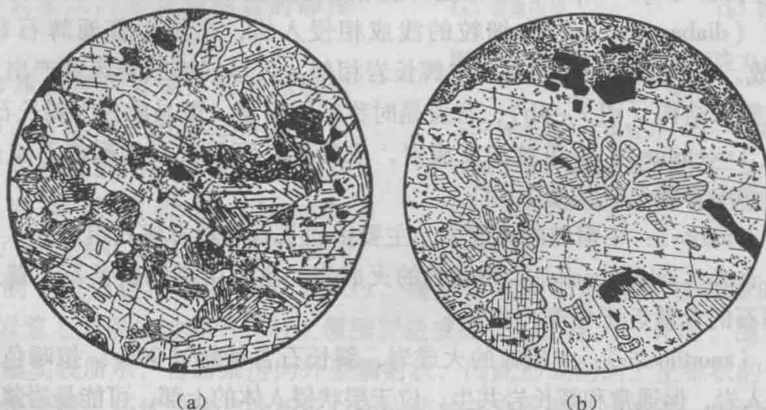


图 7-5　印度洋洋中脊橄长岩
（Paul T. Robinson 提供）

量的角闪石及黑云母。碱性系列辉长岩同辉长岩最大的区别是，碱性辉长岩中不出现低钙辉石（顽火辉石或易变辉石），而辉长岩中出现低钙辉石。普通辉石的成分通常被相对贫钙的成分抑制，这种现象在矿物的微观结构上可体现：在辉长岩中辉石斑晶缓慢结晶时通常出现细小的晶内出溶片理及页理，而碱性辉长岩中普通辉石由于无低钙辉石成分，通常无出溶现象。碱性辉长岩中普通辉石通常为棕色、淡紫色等多色性的高钛辉石变种，还出现副矿物如棕色的高钛角闪石等。常见的种属有：

◎碱性辉长岩（alkali gabbro）：由基性斜长石、碱性辉石和正长石组成，可含霓石、棕闪石、黑云母、橄榄石，斜长石多于碱性长石，霞石含量可多可少。当霞石很少、正长石增加，则过渡为正长辉长岩（图 7-6a）。碱性辉长岩的浅成相称碱性辉绿岩（图 7-6b）。



（a）（b）

图 7-6　碱性辉长岩

（a）正长辉长岩（中乔士山劳格什道克，单偏光，$d=3$mm）（转引自邱家骧，1985）：矿物成分有普通辉石、黑云母、基性斜长石及他形的钾长石（具风化小点），岩石具二长结构；（b）碱性辉绿岩（山东临朐，单偏光，$d=4.8$mm）（据邱家骧，1985）：岩石具斑状结构，斑晶为斜长石，并与钛辉石交生。基质由斜长石、磁铁矿、绿泥石组成

◎霞斜岩（theralite）：又称**企猎岩**。主要由含钛普通辉石、基性斜长石和霞石组成，碱性长石含量很少或无，有少量的黑云母和橄榄石。暗色矿物占约50%，霞石含量一般较少（10%～15%），结构特征是斜长石比碱性长石和霞石自形。

二、火山岩类

镁铁质火山岩主要包括玄武岩及相关岩类，在火山岩TAS分类图中，狭义的玄武岩SiO_2 45%～52%，$Na_2O+K_2O\leq5\%$，相关岩类指在TAS分类图上同玄武岩区临近的、外表上同玄武岩类似的苦橄岩、玄武安山岩、粗面玄武岩、碧玄岩和碱玄岩等。

玄武岩可以产出在多种构造环境中，如洋中脊、岛弧、弧后盆地、洋岛、大陆裂谷带等。同时，玄武岩也出现于类地行星和月球上。玄武质岩浆来自地幔，玄武岩的化学成分及携带的幔源包体和捕虏晶矿物对了解地幔深部物质组成和过程具有重要意义。

（一）基本特征

玄武岩（basalt）主要由普通辉石、基性斜长石组成，也含有火山玻璃，玄武岩中常见矿物见表7－2。新鲜的玄武岩为黑色、黑灰色，风化后为灰绿色，氧化强的为紫红色，岩石气孔构造和杏仁构造发育，以斑状及无斑隐晶结构为主，基质多具微晶－隐晶质。

表7－2　玄武岩中常见矿物简表

主要矿物	普通辉石
	基性斜长石（An＞50）
次要矿物	低钙辉石（顽火辉石或易变辉石）
	橄榄石
	霞石（其他似长石），低钙辉石同似长石在玄武岩中不共存
常见副矿物	铬铁矿、钛磁铁矿、钛铁矿等氧化物（统称不透明矿物）
	磷灰石
常见变质矿物	蛇纹石或伊丁石取代橄榄石
	蒙脱石取代各种矿物及玻璃质
	绿泥石或纤闪石取代辉石
	绢云母或绿帘石取代斜长石

◎橄榄石：在玄武岩中比在辉长岩中更常见，因橄榄石在镁铁质岩浆中常为首先晶出的矿物（很高压的情况除外），由于岩浆冷却太快，先晶出的橄榄石来不及与熔体中的SiO_2反应或反应不彻底，因此常作为斑晶的形式存在，但其边部或多或少会受到熔蚀。

◎辉石：玄武岩中常见，碱性玄武岩中通常为高钛普通辉石，多色性明显，环带发育。拉斑玄武岩中除普通辉石外，还含有低钙辉石（顽火辉石或易变辉石），易变辉石通常只出现于基质中，以小的$2V$角（＜30°）区别于其他辉石，顽火辉石通常只呈斑晶而不存在于基质中。

◎斜长石：为基性斜长石，斑晶和基质中斜长石为两个世代结晶产物，先结晶的斑晶An分子较高，可达培长石，晚结晶的微晶An牌号一般比斑晶者低10～20，主要为拉长石。

◎角闪石及黑云母：在玄武岩中少见，仅见于斑晶，且常有暗化边及熔蚀现象。

（二）结构构造及产状

玄武岩一般为斑状结构，少量为无斑隐晶质结构或玻璃质结构。具有斑状结构的玄武

岩，其基质的结构也可用 Di－An 体系相图（见第五章）解释，由于基质是在地表（$P_{H_2O}=10^5Pa$）冷凝固结的，斜长石微晶结晶要早于辉石微晶，因此辉石常充填在较自形的斜长石微晶粒间空隙内。因岩浆冷凝速度的不同，斜长石粒间空隙充填的物质除辉石外，还可有火山玻璃，磁铁矿等，构成不同的基质结构：

◎间粒结构（intergranular texture）：又称**粗玄结构**（doleritic texture）、**粒玄结构**。在不规则排列的长条状斜长石微晶间隙中，充填若干个粒状辉石和磁铁矿物的细小颗粒。岩石为全晶质，是较缓慢冷却的条件下形成的（图 7－7b）。



图 7－7　不同冷却条件下玄武岩的结构

◎间隐结构（intersertal texture）：斜长石杂乱排列，充填于斜长石间隙中的物质为隐晶质－玻璃质。反映了冷却速度较快的条件（图 7－7a）。

◎间粒－间隐结构：又称**拉斑玄武结构**（tholeiitic texture）。填隙物有辉石、磁铁矿物及玻璃质。是介于前二种结构之间的结构类型。

在更快速的冷却条件下，斜长石微晶来不及晶出，基质完全由火山玻璃组成，称玻基斑状结构（图 7－7c），如岩石中无斑晶或斑晶小于 5%，则为玻璃质结构。

玄武岩常见气孔构造、块状构造、杏仁构造，有时还可见熔渣状构造、绳状构造、柱状节理构造等。近地面熔岩流，表面构造主要呈两种类型：绳状熔岩和渣块熔岩。在海底及水下喷发的玄武岩，常具有特殊的枕状构造。

◎绳状熔岩（pahoehoe lava）：以具有光滑、波状起伏、褶皱的表面为特征，这是在运动过程中仍是可塑的熔融岩浆表面淬冷造成的。一般的绳状熔岩沿流动方向都呈弧形弯曲或呈链形排列，弧顶多指向熔岩流动方向。它是由流动性高的玄武岩外表冷却而内部仍处于熔融状态下形成的，气孔可超过总体积的 20%，接近地表的绳状熔岩很容易被覆盖，后期被剥蚀暴露于地表时，有时很难同水下形成的枕状熔岩区分（见图 3－22）。

◎渣状熔岩（aa lava）："aa" 是夏威夷词汇，音 "阿阿"，用来描述表面粗糙的熔岩流。这种熔岩流中布满多孔带刺的熔岩碎块，称为 "渣块"。渣状熔岩是由于熔岩在流动过程中，表层熔岩不断固结，固结的表层随着熔岩的流动不断发生脆性破裂，形成 "渣块"，"渣块" 又随同液体熔岩翻滚、粘结，形成翻花状，因此渣状熔岩又称为翻花熔岩。

绳状熔岩的末端可转换为渣状熔岩，绳状熔岩只在低粘度玄武熔岩中生成，而渣状熔岩却可以在玄武岩及其演化的岩浆（较高粘度）中形成。

◎枕状熔岩（pillow lava）：枕状熔岩呈椭球状，并叠加在一起，椭球的表面是玻璃质，

内部有发射状构造，外形浑圆，状似枕头，是熔岩在水中迅速冷却、凝结而成。

玄武质熔体相对其他演化的岩浆具有低粘度低挥发分的特征，通常以**夏威夷型**（Hawaiian-type）喷发自火山口流出或以安静溢流式喷发到地表，形成低纵横比（低于1:50）的熔岩流。玄武岩也可呈**斯通博利型**（Strombolian-type）喷发，形成低爆炸性的火山碎屑岩。玄武岩在水中喷发通常形成枕状熔岩或席状岩流，可含玄武质碎屑岩。当玄武质岩浆接触到地表水或地下水时，突然的膨胀会形成**舒尔特赛型**（Surtseyan-type）喷发，产生环形或低平火山口。

玄武岩一般以熔岩的方式产出，多形成大面积分布的熔岩流、熔岩被、熔岩台地或盾形火山锥；少数情况下形成火山碎屑岩，在火山口处形成火山碎屑锥。厚层致密的玄武岩横截面通常发育柱状节理，主要是由于熔岩冷却均匀收缩的结果。

（三）镁铁质火山岩分类命名

能定量统计矿物成分或可以识别斑晶矿物的镁铁质火山岩，就可依据实际矿物含量，用QAPF分类图（图4－21）进行分类命名。对玻璃质或隐晶质的岩石，只能通过化学成分用火山岩TAS分类图进行分类（图4－22）。

1. 野外及岩相学分类命名

玄武岩野外定名的主要依据是：斑晶的成分和岩石的结构构造。例如，橄榄玄武岩橄榄石斑晶含量较多；伊丁玄武岩橄榄石斑晶被伊丁石化；气孔或杏仁玄武岩具气孔（或杏仁）构造；玻基玄武岩基质为玻璃质结构；粗玄岩基质具全晶质的粗玄结构。

玄武岩的岩相学定名主要结合手标本和薄片中矿物识别合含量的统计来进行。可划分为以下四种常见的类型（表7－3）。

表7－3　玄武岩岩相学分类命名

岩石系列	岩石名称	曾用名	典型矿物	岩相学鉴定标志
拉斑玄武岩	拉斑玄武岩	顽火辉石（易变辉石）玄武岩	低钙辉石	1. 斑晶和基质中含低钙辉石（易变辉石或顽火辉石） 2. 基质中可出现石英 3. 斑晶矿物结晶顺序：橄榄石－斜长石－普通辉石（斜长石结晶早）
	橄榄拉斑玄武岩	橄榄顽火辉石（易变辉石）玄武岩	低钙辉石＋橄榄石	
碱性玄武岩	橄榄玄武岩		橄榄石	1. 霞石出现必为碱性玄武岩 2. 普通辉石为淡紫色含钛辉石，多色性明显，环带发育 3. 斑晶矿物结晶顺序：橄榄石－普通辉石－斜长石（斜长石结晶晚） 4. 基质中出现橄榄石而无石英
	碱性玄武岩	霞石橄榄玄武岩	橄榄石＋霞石	

（据Robin，2010，修改）

玄武岩相关岩类的岩相学特征如下：

◎苦橄岩（picrite）：SiO_2较玄武岩的低（属于超基性岩），含MgO高。含有较多的橄榄石，斜长石很少。

◎玄武安山岩（basaltic andesite）：矿物种类同玄武岩类似，但是斜长石含有更多的钠长石成分。详见第八章。

◎粗面玄武岩、碧玄岩和碱玄岩：通常含有碱性长石和似长石。

2. 化学成分分类命名

许多玄武岩粒度很细，在镜下很难分辨出矿物，这类玄武岩通常只能通过化学成分来定名，即直接用岩石的化学成分投图或将化学成分换算成 CIPW 标准矿物后进行详细定名。其中，利用火山岩 TAS 分类图（图 4－22）定名是最常用的方法。据此，可划分为碱性玄武岩系列和亚碱性玄武岩系列。

◎碱性玄武岩系列：TAS 图解中，处于玄武岩区域之中，碱性－亚碱性分界线之上，无论是否含存在霞石，分离结晶向碱性程度更高的熔体粗面岩和响岩演化。碱性橄榄玄武岩是碱性玄武岩系列的代表。

◎亚碱性玄武岩系列：TAS 图解中，处于玄武岩区域之中，碱性－亚碱性分界线之下，包括钙碱性玄武岩和拉斑玄武岩，分离结晶向低碱的熔体英安岩或流纹岩演化。其中，拉斑玄武岩系列在分异过程中，具明显的富铁趋势，而钙碱性系列无富铁的趋势，而是向富碱方向演化（图 4－13）。拉斑玄武岩是亚碱性玄武岩系列的代表。

玄武岩更详细的种属划分，可在 CIPW 标准矿物计算的基础上，依据 Hy、Q 及 Ol、Ne 等划分为不同系列及岩石类型（具体可参考邱家骧主编的《应用岩浆岩岩石学》，1991）。

3. 构造环境分类

玄武岩依据其产出的构造背景可划分为不同类型：如洋中脊玄武岩、洋岛玄武岩、大陆溢流玄武岩、大陆裂谷玄武岩、俯冲带有关玄武岩等。不同构造背景的玄武岩具有不同的主量及微量元素特征，根据玄武岩的地球化学特征，可以判别产出的古构造环境。拉斑玄武岩在各种构造环境中都有产出，钙碱性玄武岩通常产于与俯冲有关的岛弧和活动大陆边缘环境。

（四）常见种属

1. 亚碱性系列

化学成分上以富 CaO、Al_2O_3、MgO、FeO、Fe_2O_3，贫碱（$K_2O + Na_2O$ 约 4%）为特征。岩石中 Na_2O 一般大于 K_2O，CaO 较稳定（约 10%），MgO、TFeO 变化较大。亚碱性系列中的钙碱性玄武岩一般 K_2O、Na_2O 偏高而 CaO、TFeO 和 MgO 较低，Al_2O_3 较高，当 $Al_2O_3$16%～17% 时，可称为高铝玄武岩。拉斑玄武岩相对钙碱性的玄武岩贫碱，尤其是贫 K_2O，低 TiO_2。TFeO/MgO 的比值具随 SiO_2 增加的趋势。大洋拉斑玄武岩与大陆拉斑玄武岩相比，前者 MgO、CaO 稍富，后者 SiO_2 稍富，前者显著低 K_2O（$K_2O < 0.3\%$），具很高的 Na/K（>10）比值，后者相对富 K_2O 贫 Na_2O，Na/K（1.1～3.5）比值低。

◎拉斑玄武岩（tholeiitic basalt）：为亚碱性玄武岩的代表，化学成分以 SiO_2 较高（平均>49%），碱含量较低为特征，$K_2O + Na_2O$ 多为 2%～4%。矿物以出现低钙辉石（顽火辉石或易变辉石）为特征，低钙辉石可作为斑晶、基质矿物或橄榄石斑晶的增生边存在（图 7－8a），斑晶矿物结晶顺序为：橄榄石、斜长石、普通辉石，基质中无橄榄石。石英可以出现于拉斑玄武岩的基质中，称为石英拉斑玄武岩，石英结晶来自于最晚期演化的岩浆熔体。斑晶或标准矿物中含有橄榄石时称橄榄拉斑玄武岩，Ol 分子达 25%～40% 时称苦橄玄武岩，标准矿物中出现石英时，称石英拉斑玄武岩。拉斑玄武岩一般不含幔源包体，但也有例外，如我国福建牛头山拉斑玄武岩中就含有二辉橄榄岩包体。

◎钙碱性玄武岩（calc-alkaline basalt）：与拉斑玄武岩相比，富铁趋势不明显，演化趋势不同于层状岩体中的拉斑玄武岩富铁的演化趋势，通常出现于与俯冲有关岛弧或造山带环境中，与典型的钙碱性安山岩、英安岩、流纹岩相伴生。

◎高铝玄武岩（high-alumina basalt）：Al_2O_3 >16.5% 的玄武岩，其产状、矿物成分和化学成分上介于拉斑玄武岩和碱性玄武岩之间，相当于中钾弧玄武岩。斑晶矿物常为斜长石、橄榄石、普通辉石和磁铁矿，偶尔出现角闪石，斜长石含量较多且 An 牌号偏高，为拉长石－倍长石。

◎粗玄岩（dolerite）：又称粒玄岩，矿物成分与拉斑玄武岩相似，但结晶程度较好，为全晶质，基质具粗玄结构，肉眼就可以分辨出颗粒，其与辉绿岩的区别是具喷出产状。

◎玻基玄武岩（vitrobasalt）：具特殊的玻基斑状结构得名，基质主要为褐色的玄武质玻璃，其中分布有少量的斜长石微晶，斑晶为辉石、基性斜长石和橄榄石。

◎细碧岩（spilite）：一种以钠质斜长石和绿泥石为主要矿物的海相喷出岩（图7－8b），还含有绿帘石、绿纤石、方解石、绢云母和金属矿物，有时有基性斜长石和辉石的残余，基质为隐晶质结构。属拉斑玄武岩系列，化学上以较高的 Na_2O 含量为特征。其矿物成分和化学成分均有别于正常玄武岩。细碧岩常与角斑岩及石英角斑岩共生，称为**细碧角斑岩系或细碧角斑岩建造**。细碧岩通常认为是玄武岩与富 Na 海水相作用后发生低级变质作用而形成的。



图7－8　拉斑玄武岩和细碧岩

（a）拉斑玄武岩（福建镇海，单偏光，$d=1.1$mm）（据邱家骧等，1985）：斑晶为斜长石，基质为斜长石（Pl）、单斜辉石（Cpx）、磁铁矿及玻璃质（Gl），岩石具填隙（拉斑玄武）结构；（b）细碧岩（青海红沟，单偏光，$d=3.6$mm）（据邱家骧等，1985）：由长柱状钠长石组成格架间隙中充填绿帘石及绿泥石

2. 碱性系列

碱性玄武岩的矿物成分和化学成分变化范围都很大，突出的特征是富碱，K_2O+Na_2O > 5%，最高可达9%。一般 $Na_2O>K_2O$，很少有 $K_2O>Na_2O$ 者。与拉斑玄武岩相比，碱性玄武岩（图7－9）在矿物成分上以含大量碱性长石、碱性暗色矿物、富钛辉石为特征，基质中出现橄榄石而无石英。若岩石碱度更高时，则会出现似长石。与钙碱性玄武岩相比，富 TiO_2（>2%），高碱。岩石常具玻基斑状结构、玻基交织结构。

碱性玄武岩系列常见种属如下：

◎碱性橄榄玄武岩（alkali olivine basalt）：为碱性玄武岩的代表，含有霞石等似长石矿物。碱性玄武岩中普通辉石在显微镜下多呈淡紫色含钛辉石，多色性明显，环带发育。普通辉石斑晶通常早于斜长石出现，斑晶矿物结晶顺序为橄榄石→普通辉石→斜长石。橄榄石常见，斑晶、基质中均有。形成压力较高，来源深度较大。

◎碱玄岩（tephrite）：标准矿物 Ne >5%，Ol <5%，无 Hy，是 SiO_2 明显不饱和、碱含量很高的玄武质岩石。由基性斜长石、单斜辉石和似长石组成，可含有少量橄榄石，单斜辉石主要为含钛辉石，似长石以霞石、白榴石为主。据似长石种类不同，分别命名为霞石碱玄



图 7-9　碱性玄武岩镜下素描（24×）

（据 Moorhouse，1959）

（a）橄榄玄武岩（夏威夷）：在拉长石板条和普通辉石的基质中有橄榄石和普通辉石斑晶，橄榄石边部发生伊丁石化，不透明矿物是磁铁矿；（b）霞石玄武岩（夏威夷）：由钛铁普通辉石和霞石组成，副矿物为磁铁矿，注意辉石和霞石的文象交生；（c）橄榄玄武岩（夏威夷）：矿物组成类似（a），但缺少普通辉石斑晶

岩、白榴碱玄岩等。

◎*碧玄岩*（basanite）：标准矿物 Ne >5%，Ol >5%，也是 SiO_2 明显不饱和、碱较高和富含似长石的碱性玄武岩。主要矿物是基性斜长石、橄榄石、单斜辉石和似长石。与碱玄岩不同的是富橄榄石（>5%），可达 25%。斑晶为橄榄石和辉石，似长石主要存在于基质中。根据似长石种类不同，分为霞石碧玄岩及白榴碧玄岩等。

碱性玄武岩中通常含有数量不等的幔源包体及捕虏巨晶（第六章），是研究地幔物质组成的窗口。所含有的蓝色刚玉、锆石、石榴子石等巨晶矿物是重要的宝石原料。

3. 钾玄岩系列

按照第四章表 4-13 的划分，钾玄岩系列 SiO_2 含量与玄武岩和玄武安山岩相当的岩石为粗面玄武岩和玄武粗安岩，以含正长石为特征，常与中酸性的粗安岩、富钾英安岩、富钾流纹岩共生。钾玄岩系列属于造山带与伸展有关的岩石系列，具低钛特征。钾玄岩系列岩石的识别主要通过 SiO_2-K_2O 图识别及 AFM 图验证，在矿物学上出现普通辉石和低钙辉石区别于碱性玄武岩系列。Meen（1992）认为，这与岩浆在高压岩浆房中的辉石结晶分异有关（反映地壳厚度大，莫霍面位置深）。钾玄岩系列多见于以下三种构造环境（Gill，2010）：① 洋内岛弧和弧后盆地中的**扩展裂谷**（propagating rift）环境，例如，伊豆－小笠原－马里亚纳岛弧系，常与钙碱性火山活动共生；② 大陆岩浆弧的裂谷带，例如美国西部的喀斯开（Cascades）地区，与低钾、中钾和高钾钙碱性火山岩共生；③ 青藏高原和阿尔卑斯的碰撞后环境，钾玄岩系列岩石与岩石圈减薄和造山带伸展垮塌有关。

◎*钾玄岩*（shoshonite）：属于钾玄岩系列中的一种岩石（见表 4-12），又称橄榄玄粗岩，为玄武粗安岩的钾质变种。化学成分上，SiO_2 <57%，相对较富碱、Al_2O_3、K_2O 及大离子亲石元素，K_2O/Na_2O 一般接近于 1，Fe_2O_3/FeO 比质较高，而 TiO_2 较低，可以出现霞石标准矿物分子（Ne）。斑晶矿物有橄榄石、单斜辉石和斜长石，其中单斜辉石富 Ca 而贫 Ti 和 Fe，常具环带结构，斜长石为拉长石，常具有透长石边缘，有时可见白榴石斑晶。基质主要由透长石、斜长石和单斜辉石组成，常含玻璃质。

不同系列玄武岩的主要鉴定特征见表（7-4）。

表 7-4 玄武岩类的主要鉴定特征

类型		碱性玄武岩	拉斑玄武岩	钙碱性玄武岩	钾玄岩
橄榄石	斑晶	有	具辉石反应边	具辉石反应边	有
	基质	有	无	无	无
普通辉石		含钛的（淡褐或淡紫色多色性）	不含钛	不含钛	贫钛
低钙辉石	斑晶	无	顽火辉石或易变辉石	顽火辉石	无
	基质	无	易变辉石 ± 顽火辉石	顽火辉石	无
斜长石	斑晶	$\pm An_{40-60}$	An_{50-80}	常见，有或无富钙反应边	常见，具透长石边
	基质	$\pm An_{20-60}$	An_{50-80}	有或无富钙反应边	具透长石边
磁铁矿		无	早期无	有	有
在 AFM 图中的结晶趋势		富铁	中度富铁	不富铁	不富铁
基质中的钾长石或石英		钾长石	可有石英，但钾长石罕见	可有石英，但钾长石罕见	钾长石常见，一般无石英
标准矿物		橄榄石、霞石	± 橄榄石、顽火辉石 ± 石英（无霞石）	± 橄榄石、顽火辉石 ± 石英（无霞石）	橄榄石 ± 霞石
产出环境		洋岛为主，可出现在俯冲带和大陆裂谷中	洋脊为主，可产出在洋岛、俯冲带或大陆裂谷中	主要见于俯冲带环境	与俯冲带或碰撞后有关的伸展环境
晚期分异产物		响岩或粗面岩	少量流纹岩	大量英安岩和流纹岩	粗面岩、富钾流纹岩

（据 Hyndman，1985，修改）

三、玄武岩形成的构造环境

玄武岩及其对应的侵入岩可出现于不同的构造环境中。

（一）洋中脊玄武岩

洋中脊玄武岩（MORB）指形成于离散板块边缘的玄武岩。洋中脊地区是地球上岩浆频繁发生的地带，每年喷出到地表的玄武质熔岩平均达 $3km^3$，但洋中脊之下产生的熔体总量高达 $20km^3/a$。洋中脊之下的地幔源区常常亏损玄武质组分，以亏损的二辉橄榄岩和方辉橄榄岩为主。由这种源区熔出的岩浆亦亏损不相容组分，由于上覆地壳无花岗质岩石，原生岩浆不会因同化混染作用而发生成分变化。因此，MORB 一般低 K_2O、TiO_2 及不相容元素，洋中脊喷发的玄武岩以橄榄拉斑玄武岩为代表，可为无斑隐晶质，但通常含有橄榄石－铬铁矿－斜长石－普通辉石斑晶（代表其结晶顺序）。尽管斜长石不是最早出现的斑晶矿物，但含量最高；基质通常为玻璃质，铁－钛氧化物形成晚，且只出现于基质中（图 7-10a）。

洋中脊可分较快和较慢扩张两类（图 7-11）。较慢扩张的洋中脊如大西洋洋中脊，通常扩张速率 <3cm/a，该洋中脊断层明显，裂谷平均宽约 25km，这里的岩浆是幕式喷发的，岩浆房在时间和空间上是不连续的。较快扩张洋中脊以东太平洋洋中脊为代表，扩张速率 >4cm/a，缺乏明显的中央裂谷，主要为平坦的熔岩流，其下有连续的岩浆房。洋中脊快速扩张时，热的软流圈地幔上涌，温度一般在 1330～1400℃。由于上涌速度快，软流圈地幔

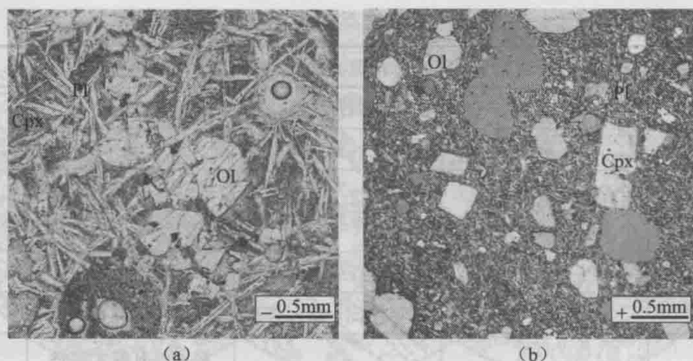
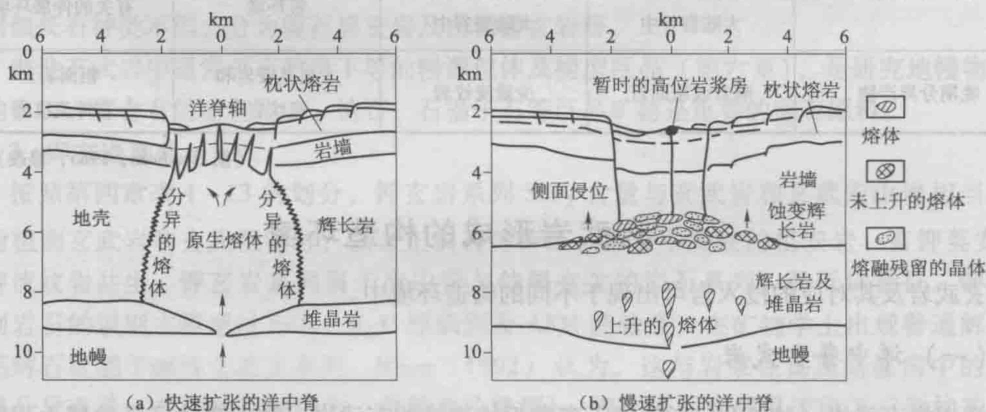


图 7－10　洋中脊玄武岩和洋岛玄武岩

（Paul T. Robinson 提供）

（a）洋中脊玄武岩（大西洋洋中脊，单偏光，$d=5$mm）：斑晶矿物结晶次序依次为橄榄石（Ol）→斜长石（Pl）→辉石（Cpx）；（b）洋岛玄武岩（西班牙大加那利岛，正交偏光，$d=5$mm）：斑晶矿物主要为普通辉石（Cpx）及橄榄石（Ol）

快速到达浅部时，温度变化并不显著，称为**绝热上升**（adiabatic rise）。加上洋壳薄，经过快速降压的高温软流圈地幔物质在浅部发生部分熔融，部分熔融程度大，可达 20%～30%。但如果拉张速度较慢（<1cm/a），缓慢的软流圈上涌所引起的温度梯度变化也小，熔融部位较深，熔融程度<15%，形成的玄武岩比快速拉张环境形成的岩石更富 K_2O 及不相容元素。



（a）快速扩张的洋中脊　　（b）慢速扩张的洋中脊

图 7－11　洋中脊岩浆活动模型

（据 Nisbet & Fowler，1978）

远离热点附近的洋中脊玄武岩称正常洋中脊玄武岩（N-MORB，N 代表 Normal），其特征为 K_2O 及不相容元素含量低，在原始地幔标准化微量元素蛛网图上（图 7－12），亏损左端的不相容元素，右端为平坦型，来源于亏损的上地幔源区。与洋岛或海山（如热点附近）较近的洋中脊玄武岩被称为富集洋中脊玄武岩（E－MORB，E 代表 Enriched），相对富集强不相容元素，这可能是源区受到热点源区的影响，来自深的饱满地幔。两者区别标志为：对 N－MORB，$K_2O<0.10\%$，$TiO_2<1.0\%$；而 E－MORB，$K_2O>0.10\%$，$TiO_2>1.0\%$。

洋中脊玄武岩处于海水之下，在高的地温梯度之下会发生蚀变或变质，导致玄武岩中的矿物被钠长石、绿帘石、绿泥石和碳酸盐所取代，化学成分也会发生相应变化。例如，SiO_2 和 CaO 含量降低，FeO 和 MgO 含量升高。经历绿片岩相变质作用后，就形成细碧岩。

洋中脊附近沿裂隙下渗的海水在地壳深部被加热升温，溶解围岩中的金属离子等易溶组

分，形成了富集金属硫化物的海水热液。这些热液喷发到冷的海水之中，富含 Cu、Zn、Pb 等的金属硫化物会快速沉淀，形成黑色的烟云。通常把这些在活动扩张中心的黑色热液喷口称为黑烟囱（black chimney）。

（二）洋岛玄武岩

大洋盆地中时常分布着呈链状排列的火山岛及海山，最著名的是夏威夷火山岛链。洋岛和海山的形成与地幔热点有关。夏威夷地区大洋岩石圈向西北运动，地幔热点位置相对固定，火山岛链的年龄表现出自西北向东南方向逐渐变年轻的特点。由于巨量玄武岩的堆积及下部岩浆的底垫，洋岛及海山地壳厚度要远大于洋壳的平均厚度，可达 12km 以上。洋岛玄武岩（OIB）来源深度大，部分熔融程度高，既有拉斑玄武岩（图 7 - 10b），也有碱性玄武岩。

洋岛及海山的形成，通常最先有大量的岩浆喷发形成盾形火山，随后进入岩浆活动间断期，盾形火山被剥蚀，后期被少量更富碱的、幕式喷发的玄武岩覆盖。如夏威夷群岛成盾阶段总体以含普通辉石 - 斜长石 - 橄榄石斑晶的拉斑玄武岩为主，剥蚀阶段之后岩浆主要为碱性玄武岩，偶尔出现演化程度更高的粗面岩。

与 MORB 相比，OIB 强烈富集强不相容元素，而相对亏损重稀土元素。从微量元素蛛网图（图 7 - 12）可见，由于重稀土元素的亏损，导致 OIB 在蛛网图的右段与 MORB 相交。不相容元素特征明显不同，表明 OIB 和 MORB 具有不同的岩浆源区。

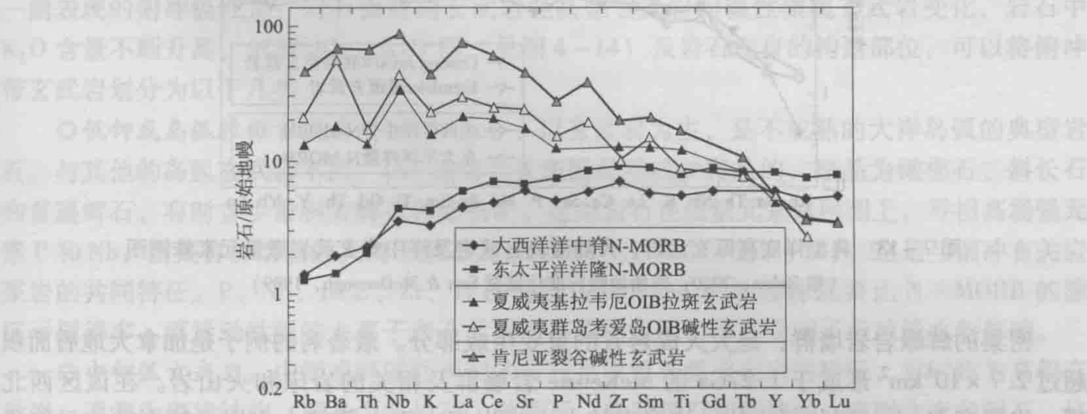


图 7 - 12　典型洋中脊玄武岩、洋岛玄武岩及大陆裂谷玄武岩微量元素蛛网图

（据 Robin，2010；原始地幔标准化值据 Sun & McDonough，1989）

（三）大火成岩省：大洋高原和大陆溢流玄武岩

通常认为大火成岩省与地幔柱密切相关。因此，这种环境中形成的岩石来源深，早期生成的玄武岩部分熔融程度低，不相容元素富集，易出现碱性岩浆，后期随着熔融程度增高，不相容元素比例降低，出现拉斑玄武岩岩浆。主要分以下类型：

◎洋底（大洋）高原玄武岩（oceanic plateau basalt）：洋底高原通常远离扩张中心及洋中脊，高于深海平原约 1km，洋壳平均厚度为 6.5km，而洋底高原区洋壳可达 35km。洋底高原玄武岩为板内火山在极短时间内大规模爆发形成，规模最大的西太平洋早白垩世翁通爪哇（Ontong Java）大洋高原，体积超过 $6\times10^7km^3$，主要是含橄榄石 - 斜长石斑晶的低钾拉斑玄武岩。

◎大陆溢流玄武岩（Continental Flood Basalt，CFB）：大陆上与大洋高原玄武岩对应的

为大陆溢流玄武岩。CFB 也具有较大的厚度（通常数千米），主要是含橄榄石－斜长石斑晶的亚碱性玄武岩，但可出现演化程度更高的中酸性岩浆。大多数 CFB 出现于被动大陆边缘，同大陆裂解等密切相关，位置上可同海底山链及无震海岭相连，而这些都同地幔热点密切相关，如印度德干大陆溢流玄武岩省经马尔代夫海岭同现代的留尼旺岛（Réunion）地幔热点相连。大陆溢流玄武岩体积变化较大，250Ma 时形成的西伯利亚暗色岩省达 $5\times10^6km^3$，而稍早的我国峨眉山大火成岩省（Xu & Chung，2001）火山岩的体积却小于 $1\times10^6km^3$。大陆溢流玄武岩往往在极短时期内喷发巨量的岩浆，这可能就是地质历史时期的大火成岩省往往伴随着生物大灭绝事件的原因。

大火成岩省玄武岩微量元素组成变化很大，不同于 MORB 和 OIB 相对较统一的特征，如图 7－12 和图 7－13：翁通爪哇低钾玄武岩总体特征同 N－MORB 类似，但最不相容元素 K、Th、Ba 和 Rb 的梯度更陡。纳米比亚 Etendeka 大陆溢流玄武岩为拉斑玄武岩，但富集不相容元素的特征类似于 OIB（图 7－13）。大火成岩省通常具有厚的岩石圈地幔，特别是在大陆上，上部硅铝质地壳混染，可能是导致大火成岩省玄武岩成分复杂的原因。

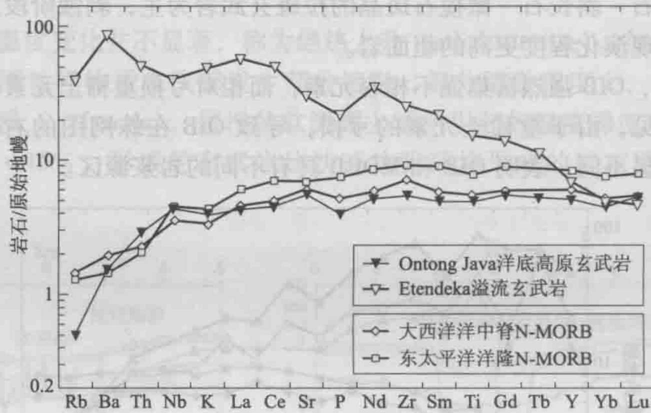


图 7－13　典型洋底高原玄武岩、大陆溢流玄武岩及洋中脊玄武岩微量元素蛛网图

（据 Robin，2010；原始地幔标准化值据 Sun & McDonough，1989）

密集的辉绿岩岩墙群，是大火成岩省的重要组成部分。最著名的例子是加拿大地盾面积超过 $2.7\times10^6km^2$ 形成于 1.27Ga 的 McKenzie 岩墙群及相关的岩床和火山岩。在该区西北部，出露有 Muskox 层状侵入体。许多老的大火成岩省由于上部的火山岩已被剥蚀，只能通过岩墙群和侵入杂岩体来识别。面积达 $6.5\times10^4km^2$ 形成于 2.06Ga 的南非 Bushveld 杂岩体被认为代表大陆溢流玄武岩省的侵入岩部分。

（四）大陆裂谷玄武岩

大陆裂谷是大陆内部的拉张地带，是陆壳裂解减薄逐渐向洋壳转变的位置，如大西洋即是在 120～240Ma 由裂谷演变形成的。大陆裂谷火山活动常常与几种伸展环境有关，包括陆下地幔热点上的隆升作用（如东非的肯尼亚－埃塞俄比亚裂谷系）、在大陆碰撞带后缘垂直于挤压应力方向的伸展作用（如德国的莱茵地堑）、俯冲后的伸展区（如美国西部的盆岭省就是以前法拉隆板块向东俯冲引起的）等。这些地区的共同点是，热流值高（裂谷内约 $100mW/m^2$，两翼约 $60mW/m^2$），重力低，与岩石圈减薄一致，例如，东非裂谷地壳已减薄至 20km。由于岩石圈减薄，软流圈几乎与下地壳直接相接。但大陆裂谷的拉张速率明显低于洋中脊的。大陆裂谷发育的初期，岩石圈拉张导致的软流圈上涌速度较慢，减压熔融的部位较深，温度增加幅度小，因此熔融程度一般低于洋中脊环境。隆升幅度不大的软流圈

（深度较大）低度部分熔融形成碱性玄武岩及其他富碱岩石，如碧玄岩、霞石岩等，都富K_2O、Na_2O及不相容元素。随着裂谷的发展，软流圈进一步上涌，可形成大量的拉斑玄武质岩浆，成分逐渐同洋脊玄武岩类似。从不相容元素来看（图7－12），肯尼亚裂谷的碱性玄武岩与大洋热点的碱性玄武岩（如夏威夷的Kauai）在蛛网图上的分布样式非常相似，意味着与地幔柱上涌有关。

格陵兰岛南部1300～1130Ma的Gardar岩浆省是同陆内裂谷密切相关的大陆碱性火山岩省下部的侵入体，主要由辉绿岩和复合岩墙群组成，并且包含数十个巨大的长英质为中心的杂岩体，成分从过碱质花岗岩到霞石正长岩等。研究表明，这些岩石的形成可能与深部玄武质岩浆的强烈分异作用有关。与此不同，有些大陆碱性玄武岩包含有幔源橄榄岩捕虏体，表明岩浆从地幔中快速上升，没有在地壳岩浆房中停留；因为只有快速上升的岩浆，才能把高密度的包体携带上来，如中国东部含幔源橄榄岩包体的新生代碱性玄武岩。

（五）俯冲带有关玄武岩

俯冲带是岩浆活动和壳幔相互作用最强烈的地带，也是大陆地壳生长的重要区域。在这里，洋中脊产生的玄武质洋壳最终返回地幔。由于洋壳在俯冲时携带了数量可观的H_2O及其他挥发组分，当俯冲板片进入到俯冲带后，板片脱水，导致上覆的地幔楔固相线温度下降，有利于岩浆的生成。随着俯冲作用的进行及俯冲深度的变化，可形成一系列成分不同的岩浆：在海沟一侧以拉斑玄武岩为主，而向大陆一侧以钙碱性岩系为主。从大洋一侧向大陆一侧表现的俯冲极性是：岩石由拉斑玄武岩经高铝玄武岩向碱性橄榄玄武岩变化，岩石中K_2O含量不断升高。依照SiO_2-K_2O图（见图4－14）及岩石发育的构造部位，可以将俯冲带玄武岩划分为以下几类：

◎*低钾或岛弧拉斑玄武岩*（IAT）组合：以玄武岩为主，是不成熟的大洋岛弧的典型岩石。与其他的岛弧玄武岩不同，IAT通常为无斑隐晶质或少斑晶的，斑晶为橄榄石、斜长石和普通辉石，有时含少量斜方辉石和磁铁矿。这类岩石在微量元素蛛网图上，亏损高场强元素P和Nb，富集容易活动的大离子亲石元素（Sr、K、Ba）（图7－14），这是与俯冲有关岩浆岩的共同特征。P、Nb、REE、Zr、Ti的特征说明，IAT的地幔源区要比N－MORB的源区亏损得多，而活动性强的大离子亲石元素的富集则表明，源区受到了板片脱水的影响。

◎*中钾弧玄武岩*：中钾或钙碱性系列的岩石是成熟岛弧火山岩的特征，有时称为高铝玄武岩，通常为斑状结构，斑晶为斜长石、橄榄石、普通辉石和磁铁矿，有时含有角闪石。许多岛弧区，斑状的中钾安山岩要多于玄武岩。与低钾弧玄武岩对比，两者微量元素总体特征类似，都具有明显亏损Nb等高场强元素的特征（图7－14），但中钾玄武岩中所有的不相容元素浓度都要高于低钾弧玄武岩的对应组成，其中，高度不相容元素（图7－14中右侧）尽管含量有变化，但总体上比中度不相容元素的富集程度要高一些。这些特征，是成熟的岛弧和汇聚边缘消减带岩浆岩的共同特征，一般认为是俯冲板片流体交代过的地幔楔橄榄岩熔融与壳内岩浆分异叠加的反映。

◎*高钾弧玄武岩*：相对于安山岩和演化程度更高的酸性高钾质岩石，高钾或高钾钙碱性玄武岩所占比例较小，通常出现于岛弧或活动大陆边缘内（如安第斯中央火山带），斑晶矿物以橄榄石和普通辉石为主，含少量角闪石、磁铁矿和斜长石。在不相容元素蛛网图中，活动性的大离子亲石元素比中钾玄武岩的要富集一些，Nb、Ti负异常明显（图7－14）。

◎*弧后盆地玄武岩*：弧后盆地所处的拉张环境类似于洋中脊，玄武岩以亚碱性枕状玄武岩为主，矿物特征与N－MORB的类似，斑晶以斜长石和橄榄石为主，其次为普通辉石和不

透明矿物。化学组成上具有IAT和N－MORB的共同特征，具弱的Nb负异常，K、Ba的正异常（图7－14）。弧后扩张中心的热液活动会形成富含Cu、Zn和Pb等金属的火山成因块状硫化物矿床（VMS），这同洋中脊形成的矿床成因类似。

◎活动大陆边缘玄武岩：玄武岩在体积上相对演化较强的中酸性安山岩和流纹岩并不占优势，总体特征类似于岛弧玄武岩，以钙碱性系列为主，但以较高的K_2O含量区别于岛弧低钾玄武岩。

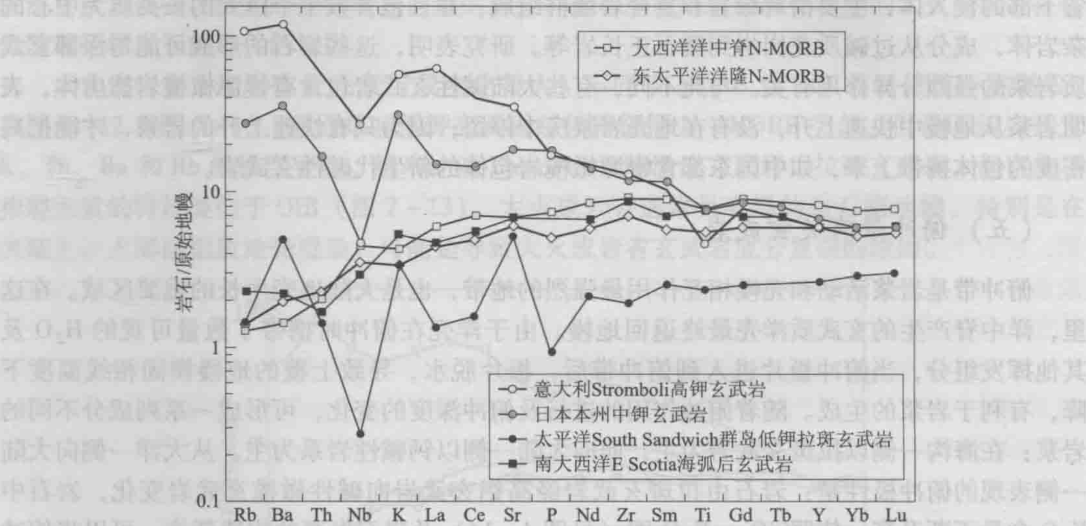


图7－14　典型俯冲带玄武岩及洋中脊玄武岩微量元素蛛网图

（据Robin，2010；原始地幔标准化值据Sun & McDonough，1989）

条带状的辉长岩捕虏体，经常出现于与俯冲有关的拉斑玄武岩或碱性玄武岩中，这表明岛弧玄武岩下部存在着辉长岩侵入体。与岛弧有关的岩浆较其他地幔分异的岩浆更富水，因此许多捕虏体是由角闪辉长岩组成，这些辉长岩中的角闪石主要呈嵌晶结构，并包含有铬铁矿、橄榄石和斜方辉石，深源辉长岩捕虏体中的角闪石要远多于岛弧玄武岩中的斑晶角闪石。

四、玄武质岩浆的成因

玄武质岩浆是由地幔橄榄岩部分熔融形成的，这不仅得到了大量高温高压实验成果的证实，而且也有大量地质、岩相、岩石化学资料的证据。例如，玄武岩中含地幔岩包体，地幔橄榄岩中有玄武质的囊状熔体，某些亏损的地幔岩包体的化学成分与寄主岩之间存在互补关系等。导致地幔橄榄岩部分熔融的原因是多方面的（详见第十二章）。温度的升高、压力降低及挥发组分（尤其是H_2O）的加入都可能使位于固相线附近的橄榄岩发生部分熔融（图7－15）。

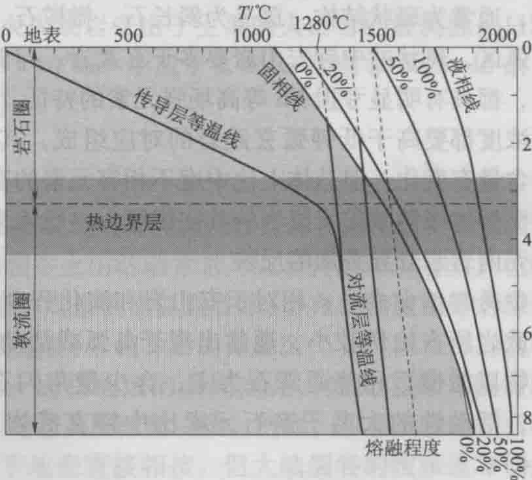


图7－15　典型大洋等温线及地幔橄榄岩的熔融$P-T$相图

（据McKenzie & Bickle，1988；转引自Robin，2010）

研究表明，拉斑玄武岩以低碱、贫钾和具有较高的FeO/MgO比值为特征，

且岩浆具有向富铁方向演化的趋势。与拉斑玄武岩相比，钙碱性玄武岩以相对富碱、K_2O、Al_2O_3 和不相容元素为特征，岩浆具有向富碱方向演化的趋势。造成这些差别的原因可归结为以下几个方面：源区部分熔融条件、部分熔融程度、源区流体组成及含量的差异和源区地幔岩成分的差异（地幔不均一性）等。

（一）压力（熔融深度）的影响

部分熔融条件中，压力对熔体的组成影响较大，这主要是由于源区压力的大小会对橄榄岩中 Opx 的熔融行为产生影响。图 7 - 16 中固相线以下的矿物组合自低压至高压分别为Ol + Opx + Cpx + Sp（尖晶石二辉橄榄岩）、Ol + Opx + Cpx + Sp + Ga（过渡成分）、Ol + Opx + Cpx + Ga（石榴子石二辉橄榄岩）。图 7 - 16 中固相线即代表 Cpx 从固相中消失的界线，液相线为 Ol 消失的界线，在固液相线之间为熔融区间，其中有 Ga、Sp 及 Opx 的消失界线，虚线为引自 O'Hara 的实验结果，代表熔体中含 Ol 标准分子的等值线。

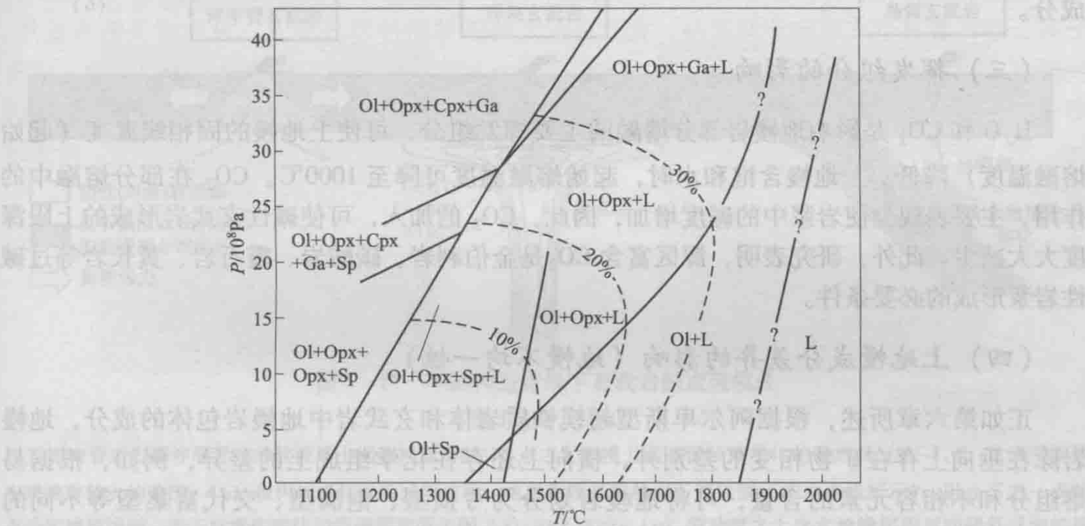
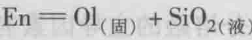


图 7 - 16　橄榄岩熔融相图

（转引自路凤香和桑隆康，2002）

虚线为熔体中 Ol 标准分子等值线

低压条件下（0 ~ 0. 5GPa），地幔岩矿物熔融的顺序是：Cpx→Opx→Sp→Ol。熔体成分主要受进入熔体的矿物组分的制约，当 Cpx 进入熔体后，Opx（斜方辉石，富 En 分子）的熔融表现为分解熔融：



$$En = Ol_{(固)} + SiO_{2(液)}$$

从而使熔体中的 SiO_2 含量增加，形成相当于石英拉斑玄武岩组成的岩浆。0. 5 ~ 2GPa 条件下，矿物熔融的顺序发生了变化，为 Cpx（1350℃）→Sp（1500℃）→Opx（1750℃）→Ol，其中 Opx 要在很高的温度下才能进入熔体，熔融形为由不一致熔融转变为一致熔融。熔融发生后 Cpx 最早熔尽，因为 Na 在二辉橄榄岩中几乎全部赋存于 Cpx 之中，因此岩浆含 Na_2O 较高。随后不含 SiO_2 的 Sp 进入熔体，使得岩浆相对贫 SiO_2，所形成的岩浆就具有相当于碱性玄武岩的成分。随着熔融程度的增加，Opx 进入岩浆的数量增加，岩浆成分可演化为橄榄拉斑玄武岩的组成。

在高压条件下，如在 P = 4GPa 时，起始熔融温度为 1570℃，Cpx 首先消失，继而 Ga 熔融消失，可形成相当于橄榄拉斑玄武岩成分的熔体。

如果地幔源区绝热底辟上升，熔融压力降低，地幔岩源区会越来越远离固相线，熔融程度会不断增加，熔体组成也会不断发生变化，在不同深度分凝出来的岩浆成分也会不同。

（二）部分熔融程度的影响

在部分熔融过程中，总是易熔组分优先进入熔体，如碱质及地幔不相容元素等。因此，低熔岩浆中，这些易熔组分就会明显富集。随着熔融程度的增加，难熔组分陆续进入熔体中，如 MgO、FeO 等，从而使岩浆中的易熔组分被稀释，浓度降低。因此，部分熔融程度会对岩浆的组成产生很大的影响。以 Myseh & Kushiro（1977）所做的 3.5GPa 下橄榄岩包体的熔融实验为例：当熔融程度 <2% 时，熔体组成相当于碧玄岩－碱性橄榄玄武岩；熔融程度为 2% ~25% 时，液相组成相当于碱性橄榄玄武岩－橄榄拉斑玄武岩；熔融程度达 25% ~40% 时，液相成分为苦橄质玄武岩；>40% 时，则为超基性的科马提岩成分。

（三）挥发组分的影响

H_2O 和 CO_2 是影响地幔岩部分熔融的主要挥发组分，可使上地幔的固相线温度（起始熔融温度）降低。上地幔含饱和水时，起始熔融温度可降至 1000℃。CO_2 在部分熔融中的作用，主要表现为使岩浆中的碱度增加，因此，CO_2 的加入，可使碱性玄武岩形成的上限深度大大减少。此外，研究表明，源区富含 CO_2 是金伯利岩、碳酸岩、霞石岩、黄长岩等过碱性岩浆形成的必要条件。

（四）上地幔成分差异的影响（地幔不均一性）

正如第六章所述，根据阿尔卑斯型超镁铁质岩体和玄武岩中地幔岩包体的成分，地幔岩除在垂向上存在矿物相变的差别外，横向上还存在化学组成上的差异，例如，根据易熔组分和不相容元素的含量，可将地幔岩划分为亏损型、饱满型、交代富集型等不同的类型。洋中脊下的地幔，一般经历过早期的部分熔融作用，属于亏损型地幔，这种地幔再次熔融形成的岩浆多具有低 K_2O、TiO_2 及不相容微量元素等特征，多形成低钾拉斑玄武岩。板内裂谷下的地幔，多为饱满型或富集型，部分熔融产生的玄武岩为碱性玄武岩和大陆拉斑玄武岩；而大陆和大洋板块内部，多为交代型地幔，所产生的玄武岩多为大陆碱性玄武岩，或洋岛碱性玄武岩和洋岛拉斑玄武岩。因消减洋壳与仰冲地幔楔之间的相互作用，在俯冲带环境，往往形成高铝的钙碱性玄武岩。总体看，较浅部及较高程度部分熔融有利于形成拉斑玄武岩。

在不同的构造背景下，诱发部分熔融的主导因素有所不同。在洋中脊和大陆裂谷环境，深切地幔的张性断裂及高温地幔岩的对流上升导致降压熔融。因而，在这些环境下，压力就成为熔融发生的主导因素。在板块内部的地幔热点地区，地幔热柱上升带来了巨量的热能，导致上部地幔的岩石发生熔融作用，这时，温度就成为主导因素。在俯冲带，由于俯冲板块中含水矿物的脱水作用，引起上覆地幔楔的部分熔融，这时，流体的加入就成为固态岩石发生部分熔融的主导因素。典型构造背景下玄武岩的成因见图 7－17。

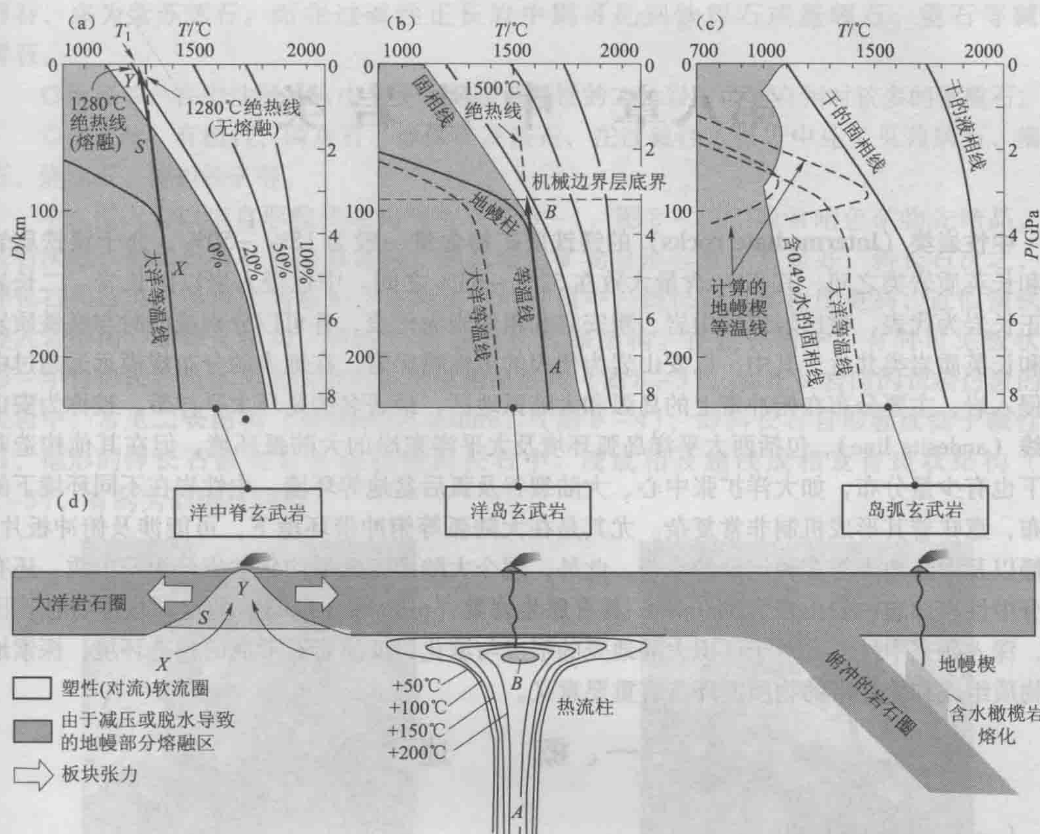


图 7－17　不同构造背景下玄武岩的成因模式

（据 Robin，2010）

（a）洋中脊岩石圈伸展导致的软流圈上涌和减压熔融：S 点之上地幔上涌遵循轻微变化的绝热线（$S-T_1$），这表明熔体出现具有较大的范围；（b）板内地幔柱导致减压熔融：熔融程度受厚的岩石圈限制（图中虚线所示），阻止了进一步的上升和减压熔融，产于此深度融体的熔融程度低于图（a）中 Y 点的；（c）俯冲带之上含水地幔楔固相线降低导致的熔融：含 0.4% 水的橄榄岩固相线来自 Wyllie（1981），地幔楔等温线模型来自（低温）Davies & Stevenson（1992）和（高温）Furukawa（1993）。图（c）中大洋等温线仅作参考；图（d）为（a）、（b）和（c）相对应的构造环境

思　考　题

1. 堆晶成因的辉长岩能否代表原生岩浆的成分？在全岩地球化学测试中如何取样才能代表岩浆成分？
2. 在地幔部分熔融过程中，你认为有哪些因素影响到源区的熔融程度和熔体成分？
3. 如何区分拉斑玄武岩和碱性玄武岩？矿物学上有什么标志？
4. 阅读文献，总结镁铁质岩墙群的全球分布情况，并讨论其地质意义。
5. 不同构造背景的玄武岩成因和成分有哪些不同？
6. 阅读文献，总结我国新生代玄武岩的分布情况。哪些地区的新生代玄武岩含有地幔橄榄岩捕虏体？
7. 阅读文献，了解全球镁铁质大火成岩省的时空分布情况。

第八章　中 性 岩 类

中性岩类（**intermediate rocks**）的镁铁质矿物含量一般为15% ~50%，介于镁铁质岩类和长英质岩类之间，其SiO_2含量大致在52% ~63%之间。中性侵入岩以闪长岩、二长岩和正长岩为代表，喷出岩以安山岩、粗安岩和粗面岩为代表，并可以分别或同时与镁铁质岩类和长英质岩类共生。其中，以安山岩为代表的中性喷出岩，在地表的分布规模远远超过中性侵入岩，主要分布在俯冲带上的岛弧和大陆弧地区，最著名的是环太平洋带，被称为**安山岩线**（andesite line），包括西太平洋岛弧环境及太平洋东岸的大陆弧环境，但在其他构造背景下也有少量分布，如大洋扩张中心、大陆裂谷及弧后盆地等环境。中性岩在不同环境下的分布，意味着其形成机制非常复杂。尤其是在大陆弧等俯冲带环境下，可能涉及俯冲板片、地幔以及大陆地壳等多种组分的参与。此外，现今大陆地壳的平均化学成分为安山质，还有部分中性岩如**玻古安山岩**（boninite）具有**原生岩浆**（primary magma）的地球化学特征。因此，深入研究中性岩，对于认识大陆地壳的形成与演化，反演岩石形成的构造环境，探索地幔物质组成和俯冲带的物质循环具有重要意义。

一、概　述

（一）中性侵入岩

1. 基本特征

中性侵入岩色率介于15 ~50之间，其颜色一般比镁铁质侵入岩浅，而比长英质侵入岩深。代表性岩石是图4 -16（QAP图）中的6* ~10区内的岩石。

中性侵入岩浅色矿物主要是长石，斜长石和碱性长石的比例依不同岩石类型而变。暗色矿物包括角闪石、黑云母、辉石等。

◎*斜长石*：为闪长岩的主要矿物，以中长石、更长石为主，大多数呈半自形，环带结构发育，正环带、反环带及韵律环带均可出现，有时存在平行于环带分布的普通角闪石和其他矿物包裹体。

◎*碱性长石*：为正长岩的主要矿物，包括正长石、微斜长石、条纹长石、歪长石、钠长石（An <5），以正长石为主，但钠长石是蛇绿岩中钠长石岩的主要组分。碱性长石为低温变种，有序度0.7 ~1，常见卡式双晶、格子双晶或条纹结构，有时还可以见到由于成分或光性的微小差异而形成的环带构造。

◎*石英*：含量很低，常呈他形充填于其他矿物之间，在向长英质岩过渡的种属中，石英明显增多。

◎*角闪石*：是中性侵入岩中最常见的暗色矿物，多为普通角闪石，呈绿色或褐色，他形或半自形长柱状晶体，有时以辉石反应边形式存在。在过碱性正长岩中，为钠闪石及钠铁闪石等碱性角闪石。

◎*黑云母*：多与角闪石共同产出，常呈褐色、棕红色，在向长英质过渡的种属中含量较高。

◎*辉石*：常为无色或浅绿色的透辉石和普通辉石，可见双晶及环带。有时可见斜方

辉石，多为紫苏辉石。而在过碱性正长岩中则可见到钛辉石或霓辉石、霓石等碱性辉石。

◎*橄榄石*：在中性侵入岩中少见，但在偏基性的二长岩中可含有相对较多的橄榄石。

◎*副矿物*：有榍石、磷灰石、磁铁矿及锆石，在过碱性正长岩中还可见独居石、褐帘石、烧绿石、铌钽铁矿等。

中性侵入岩以半自形粒状结构为主（图8-1，图8-2），通常暗色矿物先结晶，斜长石次之，钾长石与石英结晶最晚。因此暗色矿物自形程度相对最好，斜长石次之，而钾长石和石英自形程度则最差。在偏基性的种属中，斜长石自形程度更高，近似镁铁质侵入岩结构，如辉长结构、辉绿结构或辉长辉绿结构。在正长岩中，有时可见板状自形-半自形长石晶体半定向排列而呈**似粗面结构**（图8-3）。在正长岩向闪长岩过渡的二长岩中，常见**二长结构**（monzonitic texture）（图8-4），即斜长石自形程度高于碱性长石，他形的钾长石嵌在自形板状的斜长石中。浅成相及超浅成相发育斑状结构（图8-5），有的为似斑状结构。



图8-1　闪长岩（东昆仑，正交偏光，$d=3\text{mm}$）
半自形粒状结构，主要矿物为普通角闪石和斜长石，
含少量的石英及磁铁矿



图8-2　正长岩（宁羌，正交偏光，$d=3\text{mm}$）
半自形粒状结构，主要矿物为钾长石，
含少量的石英及斜长石



图8-3　正长岩（苏格兰 Loch Borrolan，
正交偏光，$d=5.5\text{mm}$）
似粗面结构，主要矿物为钾长石，
具有明显的定向排列特征



图8-4　二长岩（正交偏光，$d=3\text{mm}$）
二长结构，主要矿物为斜长石、钾长石、条纹长石、
黑云母，含少量的石英

岩石以块状构造为主，有时可见片麻状构造。因同化混染的影响，还可能形成斑杂构造。此外，有时可见暗色矿物和浅色矿物分层而形成条带状构造，部分闪长岩还具有球状构造（图8-6）。



图 8-5　石英闪长玢岩（铜陵，正交偏光，$d=3$mm）
斑状结构，斑晶主要为斜长石和角闪石，斜长石环带发育，
基质主要为斜长石、石英及少量的钾长石



图 8-6　球状闪长岩（瑞典南部）
（Martin R 摄）
具球状构造

2. 岩石类型及种属

本书采用国际地科联推荐的 QAP 分类图解确定中性侵入岩的基本岩石类型及种属（详见第四章）。中性岩位于 QAP 图解的底部，Q 含量介于 0~20%（体积分数）的区间内（图 8-7）。岩石的基本类型确定后，还可根据暗色矿物的类型等进一步确定岩石的种属，如辉石闪长岩、角闪石正长岩等。

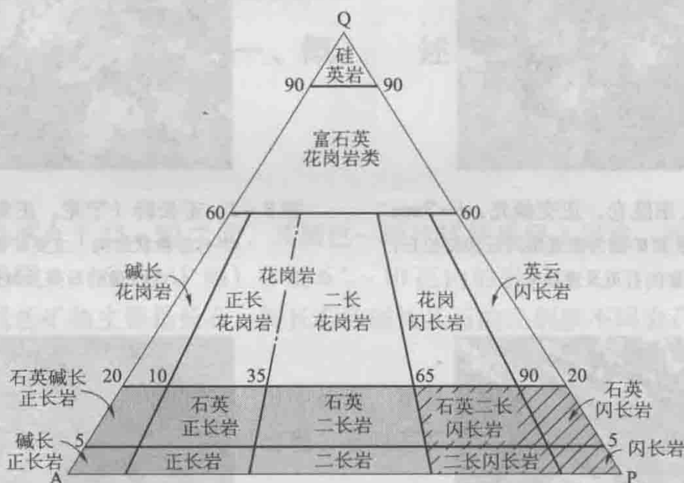


图 8-7　中性侵入岩 QAP 图解
灰色区代表为中性岩，其 Q<20%，这里的 Q 含量指石英在石英与长石总含量中所占的比例。斜线区还包含镁铁质岩石

由图 8-7 可知，中性侵入岩包括闪长岩、二长闪长岩、二长岩、正长岩、碱长正长岩（Q<5%，体积分数，下同）和石英闪长岩、石英二长闪长岩、石英二长岩、石英正长岩、石英碱长正长岩（5%<Q<20%）及其相关浅成岩石。

此外，还有一些具有特殊结构构造和化学成分的岩石。例如，**球状闪长岩**（orbicular diorite）（图 8-6），它最初发现于法国科西嘉（Corsica）岛，又称**科西嘉岩**（corsite）。岩石中发育直径为 1~2 in（1in=2.54cm）的球状团块，且常显示同心状的浅色带和深色带，但也有椭圆状或次棱角状。浅色带主要由长石组成，组成浅色带的斜长石成分可达培长石甚至钙长石，而深色带主要由普通角闪石和辉石组成。球状闪长岩出露不多，在法国科西嘉岛，南非、美国北卡罗来纳州以及我国河北滦平等地曾有报道。

有些以化学特征命名的岩石，具有重要研究价值。例如，埃达克岩、高镁安山岩和富铌玄武岩。

◎埃达克岩（adakite）：由 Defant & Drummond（1990）发现于阿留申群岛中的 Adak 岛而命名。这是一种中酸性火成岩，由某些以大陆为基底和岛弧喷出的具有异常成分的安山质、英安质和流纹质系列火山和（或）侵入岩组成。一般含有斜长石、角闪石和云母斑晶，有时含斜方辉石斑晶，不含单斜辉石。钛铁矿、磷灰石和榍石较普遍。岩石化学特点：$SiO_2 \geq 56\%$，富 Al_2O_3（$\geq 15\%$），富 Na_2O（$Na_2O > K_2O$）。与正常岛弧安山岩－英安岩－流纹岩的区别是：埃达克岩高 Sr（$>400\times10^{-6}$），相对富集 Eu，在岩石的球粒陨石标准化图解中 Eu 为正异常（$Eu/Eu^* > 1$），强烈亏损重稀土和 Y（$Y \leq 18\times10^{-6}$，$Yb \leq 1.9\times10^{-6}$），Sr/Y 高（$>20\ \times10^{-6}$），$La/Yb > 20$。埃达克岩的化学特点表明，岩浆的源区或岩浆房处于高压条件（>50km），有石榴子石和角闪石与熔体共存。目前提出的埃达克岩的成因模式包括“俯冲年轻（≤25～30Ma）大洋板片熔融”、“增厚地壳环境中的幔源底侵玄武质下地壳熔融”和“玄武岩浆分离结晶”等。

◎高镁闪长岩（high-Mg diorite）：较早报道于北美苏必利尔省（Superior Province）（Shirey & Hanson，1984；Stern et al.，1989）。由于其地球化学特征与日本新生代高镁安山岩类似（Tatsumi & Ishizaka，1981，1982），Shirey & Hanson（1984）及 Stern et al.（1989）也将这类闪长岩、二长闪长岩及粗安岩合称为**赞岐岩**（sanukite）。有的把高镁安山岩、玻古安山岩、赞岐岩、富镁埃达克岩及富镁英安岩等都合称为高镁安山岩。赞岐岩的地球化学特征如下：SiO_2 为 55%～60%，$Mg^{\#} > 0.6$，$Ni > 100\times10^{-6}$，$Cr > 200\times10^{-6}$，$K_2O > 1\%$，Ba 和 Sr 都大于 500×10^{-6}，$Rb/Sr < 0.1$，稀土配分模式强烈富集 LREE，不存在或存在低的 Eu 异常。这类岩石最初被认为是含水地幔直接熔融形成的（Shirey & Hanson，1984；Stern et al.，1989）。现在认为，高镁安山岩与富 Nb 玄武岩等岩石，是由俯冲板片产生的埃达克质熔体交代上覆地幔楔之后，在**洋脊俯冲**（ridge subduction）作用提供的强大热量条件下，被交代的地幔发生熔融作用的产物。我国鲁西、太行山、新疆北部等地都有高镁闪长岩的报道。

（二）中性喷出岩

1. 基本特征

喷出岩的颜色不仅与成分有关，还与粒度有关。粒度越小，颜色越深。对喷出岩而言，遭受一定程度风化作用的岩石的颜色比新鲜岩石更具有成分指示意义，如风化的安山岩常为红色、灰色或绿色，风化的玄武岩则为棕褐色，而风化的流纹岩通常为白色或奶油色。

中性喷出岩与中性侵入岩的矿物组成相似，但因结晶条件的差异，也存在一定差异。

◎斜长石：在斑晶和基质中均有分布，斑晶为板状自形－半自形，常具环带结构，斑晶多为拉长石和中长石，核心部分可达培长石，边缘较酸性。基质中斜长石微晶成分与斜长石斑晶边缘成分相当，一般不超出中长石，属高温型，有序度低。

◎碱性长石：为粗面岩的主要矿物，可构成斑晶及微晶。有透长石、正长石、歪长石，均为高温型，有序度低，斑晶中可见暗色矿物及玻璃质包裹体。钠长石出现在过碱性粗面岩中，为高温种属。碱性长石在安山岩中，常见种属为透长石、歪长石。多呈他形充填于基质微晶矿物之间，或在斑晶边缘形成环边。

◎石英：无或含量很低，且不以斑晶形式出现，在向长英质过渡种属中，可存在少量石英斑晶。

◎角闪石：在安山岩中多为较富 Fe^{3+} 的褐色玄武闪石或普通角闪石，而在粗面岩中可

见绿色普通角闪石，由于含挥发分的角闪石斑晶常因低压、高温氧化、脱水等原因，在其边缘常有一圈暗色不透明的边，称为暗化边结构（图 8-8），因此角闪石和黑云母，一般不存在于基质中，而只作为斑晶出现，且常发育熔蚀结构。

◎*黑云母*：在安山岩中比角闪石和辉石少见，且常与角闪石或辉石共生。与角闪石相似，多为斑晶，常发育不同程度的熔蚀及暗化边现象，但在粗面岩中黑云母更为常见。

◎*辉石*：在喷出岩中更为常见。斜方辉石常为紫苏辉石，多为斑晶，基质中罕见，单斜辉石有透辉石、普通辉石和易变辉石，易变辉石只存在于基质中，其他两种辉石在基质和斑晶中均可存在。与角闪石和黑云母不同的是，辉石无暗化边结构且很少发育熔蚀结构。

◎*橄榄石*：在中性岩喷出岩中含量不高，但在中性侵入岩中较为常见，在较基性的种属中，可以呈斑晶或基质的形式出现，但常被熔蚀或交代。

◎*副矿物*：常见的副矿物有磁铁矿、磷灰石、榍石及钛铁矿等。

中性喷出岩一般为斑状结构，基质结晶程度一般较玄武岩的差。安山岩中常见交织结构、玻基交织结构。玻基交织结构为安山岩最为常见的一种结构，故又称**安山结构**（andesitic texture）（图 8-9），是指岩石基质中的斜长石微晶呈杂乱－半定向排列，微晶之间有较多的玻璃质或隐晶质充填。粗面岩中常见粗面结构及球粒结构。粗面结构是指碱性长石（透长石或正长石）微晶近于平行排列，若遇斑晶时，微晶绕过斑晶，球粒结构则是由长石或长石及石英放射纤维状的晶体组成，在显微镜下可见十字消光，在向长英质过渡的石英粗面岩中还可见霏细结构。

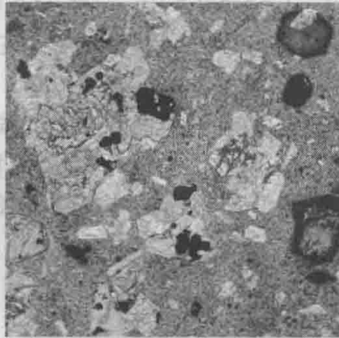


图 8-8　辉石安山岩（宁芜，单偏光，$d=3$mm）

斑状结构，斑晶为斜长石、普通角闪石及普通辉石，角闪石具暗化边，基质具玻基交织结构，主要为斜长石及隐晶质－玻璃质

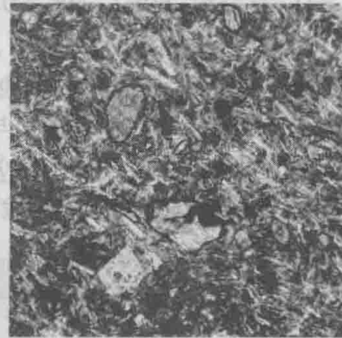


图 8-9　安山岩（正交偏光，$d=3$mm）

斑状结构，斑晶主要为斜长石和角闪石，角闪石发育暗化边结构，基质具安山结构，主要为斜长石及隐晶质－玻璃质

本类岩石常见气孔构造及杏仁构造，小的气孔和杏仁体多为圆－椭圆形，大的为云朵状、不规则状。

2. 岩石类型及种属

中性喷出岩也可以利用 QAP 图解进行分类，但仅适用于其实际矿物含量可以测定的情况（图 8-10）。对于同一基本岩石类型的岩石，还可根据岩石的暗色矿物含量进行进一步划分，如角闪石安山岩、黑云母粗面岩等。

根据图 8-10，可将中性喷出岩分为安山岩、安粗岩、粗面岩、碱长粗面岩（Q <5%，体积分数）以及石英安粗岩、石英粗面岩、石英碱长粗面岩（5% <Q <20%）。

然而，由于喷出岩的粒度较小，很多晶体都无法通过肉眼识别，因而在野外常临时采用

图4-24进行分类，这时仅将中性喷出岩分为粗面岩类和安山岩类。

当实际矿物含量无法测定时，可用TAS图解进行分类（图4-22），对于使用TAS图解应遵循的原则，参见第四章。值得注意的是，TAS图解是根据化学成分（SiO_2及全碱含量）对岩石进行分类的，与实际矿物定量分类命名并不能一一对应。此外，在中性岩与镁铁质岩过渡的岩石中（图4-22的S_1区、S_2区和S_3区），粗面玄武岩、玄武粗面安山岩和粗面安山岩还可根据（$Na_2O-2\%$）及K_2O含量的相对高低进一步划分（见表4-12），其中钠质类型分别为**夏威夷岩**（hawaiite）、**橄榄粗安岩**（mugearite）、**歪长粗面岩**（benmoreite）；（弱）钾质系列分别为**钾质粗面玄武岩**（potassic trachybasalt）、**钾玄岩**和**安粗岩**（latite）。而粗面岩和粗面英安岩在TAS图解中并没有区分开（见图4-22T区），而是根据CIPW标准矿物，参考QAP图解中的Q =20%（体积分数）界限，将Q <20%定为粗面岩，Q >20%者定为粗面英安岩。

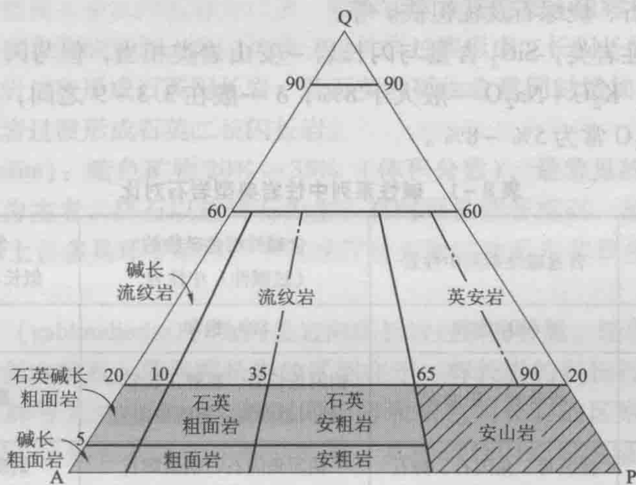


图8-10　中性喷出岩（灰色区域）QAP图解

（三）系列划分

由于中性岩类钙碱性系列的安山岩出露非常广泛，而其他中性岩类出露面积有限，因而很少对中性岩类进行岩浆系列划分。然而，事实上，除钙碱性岩外，其他系列的中性岩类在地球上均有分布，同样可以将中性岩类划分为拉斑玄武岩系列、钙碱性系列和碱性系列。三个系列的划分方法参见第四章，这里仅介绍三大中性岩的矿物组合特征。

1. 钙碱性系列中性岩

为分布最广的中性岩系列，代表性岩石为闪长岩-安山岩，主要矿物为斜长石和普通角闪石、辉石及黑云母等暗色矿物中的一种或多种，副矿物为磷灰石、榍石、磁铁矿及锆石等。其化学成分特点是，与镁铁质岩石相比，SiO_2、Al_2O_3（>16%）、K_2O、Na_2O偏高，而MgO、FeO、Fe_2O_3、CaO偏低，其中，Na_2O+K_2O常介于4% ~7%之间，Na_2O一般高于K_2O。组合指数δ一般小于3.3。

2. 碱性系列中性岩

本类岩石分布广泛，岩石类型较多，但相对于钙碱性系列，它们的分布面积非常小。国内一些岩浆岩教材多根据碱性暗色矿物或似长石的有无而将正长岩-粗面岩分为钙碱性和碱性系列。但基于以下考虑，本教材将正长岩-粗面岩归为碱性系列：① 无论是钠质粗面岩还是钾质粗面岩，三大系列划分的经典论文（Irvine & Baragar，1971）均将其归属于碱性系

列；② Irvine & Baragar（1971）划定的亚碱性和碱性分界线，穿越了国际地科联推荐的火山岩 TAS 分类图解的粗面岩－粗面英安岩区域，其中，在 Middlemost E A K（1994）在 TAS 图解中画出的粗面岩－粗面英安岩分区中，粗面岩区域落在碱性系列；③ 国际上，如 Raymond（2002）、Gill（2010）等均将粗面岩及其对应的侵入岩（正长岩）归为碱性岩类。但为了区别它们的矿物组合和岩石特点，我们将碱性系列中性岩分为三类，即普通的碱性系列中性岩（正长岩－粗面岩），含碱性暗色矿物的（过碱性）中性岩（如霓辉石正长岩、钠闪正长岩－钠闪粗面岩）及含碱性暗色矿物和似长石的（过碱性）中性岩（如霞石正长岩－响岩）。三个亚类岩石的成分和矿物组成特点对比于表 8－1 中。其中，SiO_2 不饱和的霞石正长岩－响岩类，将在第十一章中介绍。

正长岩－粗面岩常见矿物为碱性长石和黑云母、角闪石及辉石等暗色矿物，在过碱性中性岩中可见碱性钠质辉石或钠质角闪石。常见副矿物为磷灰石、磁铁矿、榍石、锆石，有时可见独居石、褐帘石、烧绿石及铌钽铁矿等。

碱性系列的中性岩类，SiO_2 含量与闪长岩－安山岩类相当，但与闪长岩－安山岩类的主要区别是碱含量，$K_2O + Na_2O$ 一般大于 8%，δ 一般在 3.3 ~9 之间，而介于两者之间的二长岩其 $K_2O + Na_2O$ 常为 5% ~8%。

表 8－1　碱性系列中性岩典型岩石对比

类　型	普通碱性系列中性岩	含碱性暗色矿物的（过碱性）中性岩	含碱性暗色矿物和似长石（过碱性）中性岩
SiO_2 饱和情况	SiO_2 饱和	SiO_2 饱和	SiO_2 不饱和
代表性侵入岩－熔岩	正长岩－粗面岩	钠闪正长岩、霓辉正长岩－钠闪粗面岩、霓辉粗面岩	霞石正长岩－响岩
暗色矿物	黑云母、角闪石、辉石	钠质角闪石、钠质辉石	钠质角闪石、钠质辉石
石英	可出现	可出现	不出现
长石	碱性长石，少量斜长石	碱性长石，可含斜长石	主要为碱性长石
似长石	不出现	不出现	出现

3. 拉斑玄武岩系列中性岩

拉斑玄武岩系列的中性岩出露不多，代表性岩石为冰岛东部 Thingmuli 玄武安山岩及**铁安山岩**（icelandite，一般译作冰岛岩，实为富铁安山岩）。常见矿物为斜长石、易变辉石及普通辉石等。与钙碱性系列不同的是，其斑晶中角闪石含量很低，有时可见少量的富铁辉石及富铁橄榄石，零星的磁铁矿微斑晶也可能出现，但大量的磁铁矿出现在基质中，副矿物可见磷灰石。钙碱性系列中性岩的 Fe 含量常随 Si 含量的升高而降低，而冰岛东部 Thingmuli 火山岩系列则与此相反，因此 Ian Carmichael（1964）将冰岛东部 Thingmuli 富 Fe 低 Al 的安山岩命名为冰岛岩，Irvine & Baragar（1971）将其归为拉斑玄武岩系列。

角斑岩（keratophyre）：几乎全由钠长石或更长石及少量绿泥石、绿帘石或方解石等次生矿物组成的细粒火成岩，有时可见残余的辉石斑晶。基质粒度细小，为隐晶质，致密似角质，故而得名。其原岩可能为拉斑质安山岩，Na_2O 含量大大高于 K_2O 的含量。多见于洋底和蛇绿岩套中，常与细碧岩和石英角斑岩共生，属于洋底低级变质作用产物。

由于拉斑玄武岩系列的中性岩分布有限，以下主要介绍钙碱性系列和碱性系列的岩石。

二、钙碱性系列中性岩

（一）侵入岩

钙碱性系列中性侵入岩主要由斜长石和角闪石、辉石或黑云母等暗色矿物组成。斜长石主要为中长石，在向长英质岩类过渡的种属则多为更－中长石；暗色矿物主要是普通角闪石，辉石则多出现在与镁铁质岩共生的中性岩中；碱性长石和石英含量低，且多呈他形分布在其他矿物之间，但在向长英质岩类过渡的种属中碱性长石和石英的含量明显增高；副矿物主要有磷灰石、榍石、磁铁矿和锆石，在不少岩体中有两期产出：早期副矿物自形程度好，颗粒小，常被角闪石、长石包裹；晚期副矿物是在岩浆期后暗色造岩矿物遭受演变产生的，自形程度一般较差，形态常受其他矿物制约。

钙碱性系列中性侵入岩以闪长岩为代表，随辉石含量的增加，向辉长岩过渡形成辉长闪长岩；随着碱性长石含量的增加，向二长岩、正长岩过渡形成二长闪长岩；随着石英含量的增加，向英云闪长岩过渡形成石英闪长岩；若石英及碱性含量同时增加，则向石英二长岩、花岗岩及花岗闪长岩过渡形成石英二长闪长岩。

◎*闪长岩*（diorite）：暗色矿物20%～35%（体积分数），最常见的为普通角闪石，也有以黑云母或辉石为主者，辉石以透辉石为主，有时可见紫苏辉石。长石以中性斜长石为主，占长石90%以上，多具环带结构。不含或仅含少量碱性长石和石英，石英占浅色矿物不超过5%。

◎*辉长闪长岩*（gabbrodiorite）：为闪长岩向辉长岩过渡的种属。暗色矿物以单斜辉石为主，可含角闪石和斜方辉石。其与辉长岩的区别在于，辉长岩的斜长石牌号大于50，而辉长闪长岩的斜长石牌号大约为50。与辉石闪长岩和暗色闪长岩的区别是，后两种岩石的SiO_2含量均小于52%，斜长石多为中性斜长石，其中暗色闪长岩的暗色矿物含量在35%以上。

◎*二长闪长岩*（monzodiorite）：为闪长岩向二长岩、正长岩过渡的种属。碱性长石含量增高，占长石总量的10%～35%，一般为正长石或条纹长石，自形程度较斜长石差，常形成二长结构。

◎*石英闪长岩*（quartz diorite）：是闪长岩向长英质岩石过渡的种属。暗色矿物约15%，石英占浅色矿物的5%～20%，岩石具半自形粒状结构。

◎*石英二长闪长岩*（quartz monzodiorite）：为闪长岩向花岗岩过渡的种属。石英及碱性长石含量相比闪长岩均增高，石英占浅色矿物的5%～20%，碱性长石占长石总量的10%～35%。

◎*微晶闪长岩*（microdiorite）*和闪长玢岩*（diorite porphyrite）：为闪长岩类的浅成岩或超浅成岩，前者为细粒结构，后者为斑状结构，矿物组成均与闪长岩相同。

闪长岩常见钠黝帘石化、绿泥石化、泥化、硅化、碳酸盐化及钠长石化。钠长石化与铁铜矿床有密切关系。斜长石经钠长石化后，环带消失，双晶模糊，斜长石牌号降低为钠长石，表面往往布满绢云母，钠化强烈时可形成钠长岩。要注意的是，在蛇绿岩套中存在岩浆结晶的钠长岩。硅化往往发生在蚀变晚期。闪长岩类与Cu、Fe、Au、Mo等矿床具有密切关系，如长江中下游地区的铜官山、狮子山等矽卡岩型铜矿，沙溪斑岩型铜（金）矿床，宁芜玢岩型铁矿，朝山金矿，内蒙古红花沟金矿，辽宁肖家营子钼矿。

闪长岩常与镁铁质岩或长英质岩共生，成为其他各类岩石的边缘部分，有时也呈小型的岩株、岩盖或不规则侵入体独立产出。

（二）喷出岩

钙碱性系列中性喷出岩的矿物组合与其对应的侵入岩相似，但存在一定差别。组成矿物包括斜长石和暗色矿物，其中，暗色矿物包括角闪石、辉石及黑云母等一种或多种矿物。钙碱性喷出岩的斜长石成分可达拉长石甚至倍长石，斜长石牌号可高达 80。辉石在喷出岩中更为常见，单斜辉石和斜方辉石均可见。斜方辉石常为紫苏辉石，多为斑晶，基质中罕见。单斜辉石有透辉石、普通辉石和易变辉石，易变辉石只存在于基质中，其他两种辉石在基质和斑晶中均可存在。此外，有的安山岩中还有少量的橄榄石或石英存在。

与俯冲带环境相关的中基性喷出岩，其斜长石往往具有较高的 An 牌号，这是由于这种环境的 H_2O 含量较高，更容易使 Si－O－Si－O 发生解聚作用。因此，较高的 H_2O 含量将形成低聚合的熔体，从而抑制了高 Si－O－Si－O 聚合的矿物的形成。钠长石（$NaAlSi_3O_8$）比钙长石（$CaAl_2Si_2O_8$）Si－O 键的聚合程度高，所以，较高的 H_2O 含量更有利于钙长石的形成。此外，与 Si 相比，水合作用对 Al 的影响更大，易形成高 Al－OH 键含量且低 Si－O 键含量的矿物，这同样有利于富钙斜长石的形成。

中性火成岩的斜长石常见环带结构。一是正环带，即由高 An 牌号的核向低 An 牌号的边单向变化，且消光角随之发生变化，反映了晶体在岩浆房生长时，随着寄主岩浆演化，不断与变化的熔体成分平衡；二是韵律环带，指的是从核到边成分发生循环变化，并伴随低消光角－高消光角以及干涉色同心状的变化。研究表明，韵律环带是通过以下两种机制形成的：一为外部机制，即斜长石成分是对外部环境的波动的响应，例如，Bowen（1928）将斜长石环带归因于斜长石晶体在冷而演化的熔体以及热而原始的熔体的对流岩浆房中循环的产物，也有人将其解释为晶体与反复注入的新生岩浆反应并与演化的残留岩浆混合而成的。例如，近年来的研究表明，斜长石的 An 牌号会在岩浆房减压喷发过程中降低，而在随后的再次增压条件下升高（Blundy et al，2008）；二为内部机制，即可能是由于在晶体生长过程存在自组织效应。

钙碱性系列中性喷出岩以安山岩为代表，根据斑晶中暗色矿物的种类、特征的结构构造为可进一步划分出种属。

◎安山岩（andesite）：安山岩一词最早由 Buch 创名于南美的安第斯山。常具斑状结构，斑晶多为中－拉长石和辉石、角闪石、黑云母等暗色矿物，角闪石和黑云母斑晶多见熔蚀及暗化边现象。基质主要由中－更长石等组成，有时可见玻璃质，但含水暗色矿物不出现于基质中。碱性长石和石英少见。根据暗色矿物种类，可分为辉石安山岩、角闪石安山岩及黑云母安山岩，以辉石安山岩及角闪石安山岩为常见。

◎玄武安山岩（basaltic andesite）：为安山岩与玄武岩之间连续过渡的岩石。国际地科联火成岩分类委员会推荐利用 TAS 图解判定，即处于 TAS 图解（图 4－22）的 O、F 区。

玄武岩和安山岩往往密切共生且相互过渡，同时这两类岩石常存在玻璃质及其分解产物，从而无法进行准确的矿物定量统计，因此玄武岩和安山岩之间的界限很难确定。国际地科联火成岩分类委员会推荐使用 SiO_2 含量为 52% 及色率为 35（或质量分数为 40%）为界来区分玄武岩和安山岩；利用 SiO_2 含量确定基本名称（安山岩还是玄武岩），参考色率来确定是浅色还是暗色。例如，某岩石 SiO_2 含量大于 52%，应定为安山岩，但色率大于 35，可定为暗色安山岩。又如，某岩石 SiO_2 含量小于 52%，应定为玄武岩，但色率小于 35，可定为浅色玄武岩。

安山岩在热液的作用下，常发生青磐岩化，岩石变为绿色及灰绿色，原岩矿物变为钠长石、阳起石、绿泥石、黝帘石、方解石、绢云母、黄铁矿，也可发生次生石英岩化、高岭石

化、叶蜡石化等蚀变。

安山岩往往是许多内生金属矿床的围岩，一些斑岩铜矿、金矿、铁矿就产在安山质火山岩中。与安山岩有关的各种热液矿床主要有 Cu、Au 矿，其次是 Pb、Zn、Ag、Hg、Te 等矿，它们都是低温热液脉状矿床，常与安山岩的青磐岩化有密切关系，多产于安山岩的青磐岩化及其蚀变带的裂隙内。安山岩也是很好的油气藏储集层，如内蒙古二连盆地中的阿北安山岩储油层、松辽盆地中莺山断陷的安山岩储气层等。

安山岩是分布较广泛的一种熔岩，常常形成典型的火山锥或呈岩流、岩穹、岩钟产出。在活动大陆边缘、造山带及现代岛弧地区广泛分布。如环太平洋新生代火山岩，主要是玄武岩 - 安山岩 - 流纹岩组合，其中以安山岩占优势或平均成分为安山岩，因此有安山岩线之称；相反，大陆内部、大洋岛屿和洋底则多为玄武岩分布区，而安山岩很少。安山岩多与其他镁铁质或长英质火山岩共生。

三、碱性系列中性岩

（一）侵入岩

碱性系列中性侵入岩主要由碱性长石和角闪石、辉石及黑云母等暗色矿物组成。碱性长石有正长石、条纹长石、歪长石、钠长石（$An_{<5}$），以正长石为主，常见卡式双晶、格子双晶或条纹构造，有时可见到由于成分或光性的微小差异而形成的环带构造。暗色矿物除常见的普通角闪石、普通辉石及黑云母外，在过碱性中性岩的岩石中还可见铁黑云母、钠闪石、霓石霓辉石等碱性暗色矿物。常见副矿物有磷灰石、磁铁矿、榍石、锆石等，在过碱性岩石中种类稍复杂些，有独居石、褐帘石、烧绿石、铌钽铁矿等。

碱性系列中性侵入岩以正长岩为代表，随着石英含量的增加，向花岗岩过渡为石英正长岩；随着斜长石的增加，向闪长岩或辉长岩过渡为二长岩；随着碱性长石的增加，正长岩可变为碱长正长岩。当含有碱性暗色矿物时，可称为过碱性正长岩。

◎*正长岩*（syenite）：主要由碱性长石和暗色矿物组成。碱性长石占长石总量的 65% ~ 90%，含少量的斜长石，一般为中 - 更长石，暗色矿物多为普通角闪石、普通辉石或黑云母，含量约 20%。若有石英，含量不超过浅色矿物的 5%，多为他形分布于其他矿物间。根据暗色矿物种类可分为角闪石正长岩、辉石正长岩和黑云母正长岩。

◎*石英正长岩*（quartz syenite）：是正长岩向花岗岩过渡的种属。石英占浅色矿物的 5% ~ 20%（体积分数）。根据暗色矿物种类可分为角闪石英石正长岩、辉石石英正长岩和黑云母石英正长岩。

过碱性正长岩由碱性长石和碱性暗色矿物组成，一般不含斜长石，可含石英。常见种属有：

◎*钠闪正长岩*（umptekite）*及霓辉正长岩*（aegirine augite syenite）：主要由碱性长石和碱性暗色矿物组成。前者的碱性暗色矿物为钠闪石、钠铁闪石，而后者为霓辉石。

◎*英碱正长岩*（nordmarkite）：为碱性石英正长岩。由钠闪石、钠铁闪石、霓辉石、碱性长石、斜长石及石英组成，石英占浅色矿物含量的 5% ~20%。

二长岩为碱性系列中性侵入岩向钙碱性系列中性侵入岩过渡的种属，多与正长岩类密切相伴，大多数不构成独立岩体，故在此一并介绍。

◎*二长岩*（monzonite）：为正长岩向闪长岩或辉长岩过渡的种属。斜长石与碱性长石含量相近，暗色矿物含量在 30% 左右，由普通角闪石、普通辉石、黑云母中的一种或多种深

色矿物组成。石英含量不超过浅色组分的5%，具典型的二长结构。

◎*石英二长岩*（quartz monzonite）：为二长岩向花岗岩过渡的种属。暗色矿物含量相对二长岩减少，而石英含量增多，占浅色矿物含量的5%～20%。

◎*正长斑岩*（syenite porphyry）、*二长斑岩*（monzonite porphyry）、*石英正长斑岩*（quartz syenite porphyry）和*石英二长斑岩*（quartz monzonite porphyry）：分别为正长岩、二长岩、石英正长岩和石英二长岩的浅成岩，矿物组成与对应的中、深成岩相同，但具斑状结构。

正长岩可发生钠长石化、高岭石化、绢云母化、碳酸盐化、绿泥石化及绿帘石化等。正长岩与Au、Cu、U、LREE、P等矿床密切相关，如河北东坪金矿、哀牢山马厂箐铜矿、庐枞地区铀矿、攀西裂谷带LREE矿床、河北矾山磷矿。

正长岩在地表分布面积很少，多与酸性岩、基性岩等共生，或构成其他岩体的一部分，有时构成环状杂岩体的一部分。若以独立岩体形式产出，则是一些小型的岩盖、岩柱、岩盆及不规则的岩体等。

（二）喷出岩

碱性长石在斑晶及微晶中均可出现，有透长石、正长石、歪长石，均为高温型，有序度低，斑晶中可有暗色矿物及玻璃质包裹体，钠长石出现在过碱性粗面岩中，为高温种属；暗色矿物一般不多，主要是普通角闪石和黑云母，常呈斑晶出现，且多具暗化边或熔蚀结构，在过碱性岩石中则可见霓石、霓辉石、钠闪石及钠铁闪石等碱性暗色矿物；副矿物常见锆石、榍石、钛铁矿、磁铁矿及磷灰石，磷灰石有时具紫色的多色性。

碱性系列中性喷出岩以粗面岩为代表，随着石英含量的增加，粗面岩向流纹岩过渡为石英粗面岩；随着斜长石的增加，粗面岩向安山岩或玄武岩过渡为粗面安山岩；随着碱性长石的增加，粗面岩可变为碱长粗面岩。当含有碱性暗色矿物时，为过碱性粗面岩。

◎*粗面岩*（trachyte）：相当于正长岩的喷出岩，主要由碱性长石和少量暗色矿物及斜长石组成。因岩石断面粗糙，故称粗面岩。碱性长石占长石总量的2/3以上，以透长石或正长石为主，歪长石次之，斑晶和基质中均存在。斜长石含量占长石总量的1/3以下，多数为更长石，主要以斑晶形式产出。斜长石环带不发育，有时可见斜长石边缘有一圈薄的钾长石外壳形成正边结构。有些粗面岩斑晶几乎全为斜长石，而钾长石存在于结晶程度差的基质中或钾质存在于未结晶的玻璃质中，此时很容易误认为安山岩，可以用TAS图解来区分。暗色矿物以黑云母为主，普通角闪石较少，偶见透辉石、普通辉石。

◎*石英粗面岩*（quartz trachyte）：相当于石英正长岩的喷出岩，为粗面岩向流纹岩过渡的种属。与粗面岩的区别是出现少量的石英斑晶，有时石英在基质中呈半自形或他形粒状存在于长石晶体之间或包裹长石微晶呈微嵌晶结构，有时石英与碱性长石呈微文象状交生。

◎*过碱性粗面岩*（peralkaline trachyte）：相当于碱性正长岩的喷出岩，为含碱性暗色矿物的粗面岩。主要浅色矿物为碱性长石（透长石、正长石、歪长石及钠长石），斜长石不存在或含量很低。暗色矿物为碱性暗色矿物，如钠质辉石（霓石、霓辉石）、钠质角闪石（钠闪石、钠铁闪石）等的一种或多种。可根据碱性暗色矿物的种类进一步命名为霓辉粗面岩、钠闪粗面岩等。如果岩石中无石英而出现似长石矿物，则过渡到过碱性岩类（响岩）。

◎*粗安岩*（trachytic andesite）：或称粗面安山岩，为粗面岩向安山岩或玄武岩过渡的种属。碱性长石与斜长石含量相近，斑晶中一般不出现碱性长石，以斜长石（中长石为主，可出现拉长石）为主，其次有辉石、角闪石或黑云母中的一种或多种暗色矿物。基质由斜长石（更－中长石）、透长石和少量辉石，常含有数量不等的玻璃质，石英不存在或含量很低。在某些粗面安山岩中，碱性长石围绕斜长石斑晶边缘生长成为斜长石的外壳，称正边结

构。岩石具粗面结构、交织结构或玻基交织结构。

粗面岩常见的次生变化有高岭石化、绢云母化、泥化、硅化等。部分粗面岩及粗面安山岩与金、铅锌或铀矿存在密切关系。粗面岩也是很好的油气藏储集层，如辽河盆地的黄沙坨油田。

粗面岩浆粘度大而流动性小，因此多呈短而厚的熔岩流及侵入相岩钟或火山碎屑锥产出。粗面岩与安粗岩远不如安山岩分布广泛，常与玄武岩、响岩等一起分布于大洋或大陆内部的深大断裂带附近。

四、安山岩的成因及其形成的构造背景

不同种类中性岩的成因模式及产出造背景存在一定的差异。这里仅简要介绍安山岩的成因及其构造环境。

大量资料表明，安山岩成分变化较大，通常不能用单一的成因过程来解释其形成机制。例如，低 MgO 和高 MgO 安山岩就可能分别代表了派生岩浆和地幔原生岩浆的产物。

许多学者用玄武质岩浆结晶分异作用来解释安山岩的形成过程。这一模式早在 20 世纪 20 年代末就由鲍文提出。玄武质岩浆通过橄榄石、辉石、角闪石、磁铁矿及斜长石等矿物的分异结晶，熔体成分就会向安山质岩浆演化。这一模式得到了野外、矿物学及地球化学等证据的有力支持。例如，野外常见安山岩与玄武岩共生，二者具有相似的微量元素及同位素比值等。

然而，单一的分异结晶过程很难解释安山岩的某些成分变化特点，故而提出了玄武质岩浆的结晶分异及同化作用相结合的模式（AFC 模式）：即在玄武质岩浆结晶分异的过程中，存在岩浆对围岩的同化作用。这种情况，安山岩与玄武岩的微量元素及同位素比值也存在一定的差异。此外，在野外有时还可以观察到围岩的捕虏体，也表明了同化作用的存在。

上述两种模式产生的安山岩均是由派生岩浆形成的。一些学者认为，地幔岩石熔融也可以直接形成安山岩浆。这就要求对应的安山岩具有原生岩浆的地球化学特征，如高的 MgO 、Cr 及 Ni 含量，高镁安山岩就具有这样的地球化学属性。同位素的研究也表明，一些高镁安山岩的同位素组成，如 Sr、Nd 同位素等，与地幔同位素组成一致。此外，实验岩石学也表明，地幔岩石在含水条件下可以形成高镁的安山质熔体。

据研究，玄武质岩浆与流纹质岩浆通过岩浆混合作用也可以形成安山岩，这一模式得到了多种证据的支持（详见第九章）。例如，在野外，经常可以见到许多暗色微粒包体，在显微镜下可以看到矿物不平衡结构，如斜长石发育成分环带并可见熔蚀核。在地球化学上，包括全岩主量、微量及 Sr－Nd 等同位素，均存在两端元之间的直线变异图解。近年来锆石的 Hf－O 同位素研究，也为岩浆混合作用提供了有力的证据。

与玄武岩一样，安山岩也可出现在不同的构造环境中，除前述的俯冲带环境外，也有部分安山岩分布在大陆内部（如大陆裂谷）（Robyn，1979）及洋中脊（Byerly，1976；Byers et al.，1983）等环境，但总的来说，俯冲带仍是形成安山岩最重要的场所。

有关俯冲带安山岩的产生，讨论甚多。这里简要介绍多数人接受的模式。大洋壳主要是由拉斑玄武岩和等化学的侵入岩（辉长岩和辉绿岩）组成的，这些岩石和上覆的沉积物在进入到俯冲带之前是直接与海水接触的，因而大都遭受过海水的蚀变作用，形成含水的岩石（其中水可以呈非结构水存在于裂隙或孔隙中，也以结构水的形式存在于绿泥石、角闪石和蛇纹石等蚀变矿物中）。洋壳在消减过程中，冷的大洋板块将随消减深度的增加而增温并发生变质和脱水作用。当俯冲深度不大时，俯冲洋壳上部的沉积岩和火山岩将发生脱碳酸和脱水反应，产生 CO_2、H_2O 和 CH_4 等流体，并上升进入上覆楔形地幔。在 80 ~120km 的深度，

消减板块下部的蛇纹石和角闪石脱水，产生的流体上升进入上部的榴辉岩区或地幔楔形区。受流体影响的榴辉岩和地幔橄榄岩将发生两种变化，其一是流体携带的元素使其物质成分发生变化，如地幔楔中的橄榄岩可因流体交代转变成辉石岩，其二是流体的加入导致熔融温度降低，岩石密度降低，并进一步诱发部分熔融。无论是变质的洋壳物质和还是受流体交代的地幔楔物质，在部分熔融过程中都可产生安山质岩浆。

思考题

1. 角闪石和黑云母是闪长岩与安山岩中常见的暗色矿物，为什么在安山岩基质中不存在角闪石和黑云母？
2. 比较闪长岩、闪长玢岩和安山岩的异同点。
3. 如何区分安山岩和玄武岩？
4. 为什么闪长岩与安山岩成分相似，但在分布上却存在很大的差异？
5. 为什么中性岩的斜长石环带发育？
6. 阅读文献，试总结闪长岩、二长岩和正长岩可能有哪些成因机制。它们形成的大地构造背景是否有差别？
7. 简述水在俯冲带岩浆活动中的作用。
8. 通过查阅文献，总结埃达克岩、高镁安山岩、富铌玄武岩的特点，并讨论其成因联系。
9. 环太平洋的“安山岩线”是何种构造环境的产物？

第九章　长英质岩类

长英质岩类（felsic rocks）是指暗色矿物含量低于15%、主要由长石和石英组成的岩石，通常是指花岗岩-流纹岩类。其全晶质岩石的石英含量一般在20%以上，石英、碱性长石和斜长石（通常为钠-更长石）占岩石的85%以上。长英质岩相当于酸性岩，化学成分特点是SiO_2含量高，一般大于63%，K_2O和Na_2O高，平均6%~8%，而FeO、Fe_2O_3、MgO、CaO较低。

据估算，大陆上地壳体积的86%由长英质组分组成，而整个大陆地壳中长英质岩的总体积达3.74×10^9 km^3。与此不同，大洋中的长英质岩分布很少。长英质岩的广泛分布不仅是大陆壳区别于大洋壳的重要标志，而且是地球区别于类地行星的重要特征。该类岩石不仅是认识地壳生长和壳幔相互作用等重大地球科学问题的窗口（徐夕生，2008），而且与矿产资源关系密切，因而一直是地球科学的主要研究对象之一。

长英质岩常常与中性岩密切共生。根据产出状态，可以将长英质岩类分为长英质侵入岩和长英质熔岩两大类。长英质岩浆的粘度大，运移能力较差，上侵速率较低；加之岩浆的结晶温度区间小，冷却过程中岩浆易于固结。因此，长英质岩浆多侵位于深部，形成大的深成岩体，喷出到地表的长英质熔岩较少，其分布规模远小于侵入岩。

一、一般特征

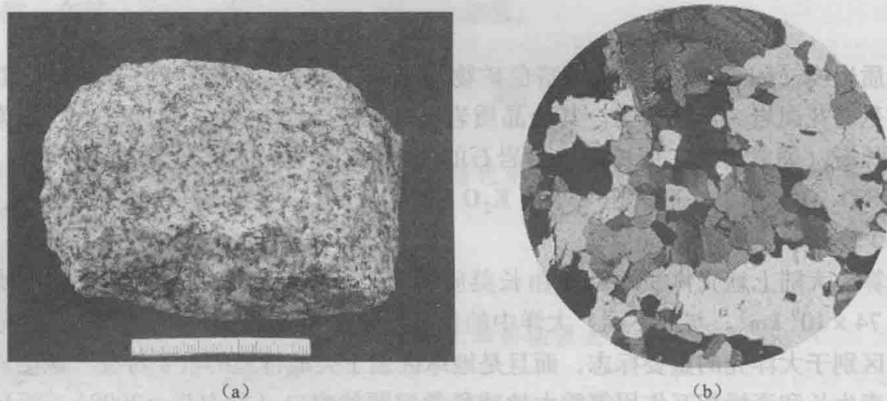
（一）长英质侵入岩

长英质侵入岩的代表性岩石是花岗岩（图9-1）。花岗岩有狭义和广义之分：狭义的**花岗岩**（granite）是指碱性长石≥斜长石，而石英含量约占矿物总量1/3的岩石，包括QAP分类图（第四章，图4-16）的正长花岗岩和二长花岗岩。广义的花岗岩是指石英含量介于20%~60%之间的侵入岩，包括碱长花岗岩、正长花岗岩、二长花岗岩、花岗闪长岩和英云闪长岩等岩石及其对应的浅成岩，统称为**花岗岩类**（granitoids）（图4-16中的2~5区）。而文献中提到的**花岗质岩石**（granitic rocks），包括的范围更宽，泛指粒状的石英-长石质的侵入岩。在本书中，长英质侵入岩的概念要比花岗岩类宽，包括了QAP分类图中（图4-16）1~5区的岩石及其相关的浅成岩。

1. 基本特征

花岗岩类一般颜色较浅，通常浅色矿物含量在85%以上，主要由石英、碱性长石和酸性斜长石组成（图9-1）。花岗岩中的碱性长石一般为正长石或微斜长石，且常发育条纹结构。斜长石多为钠-更长石或更-中长石，且一般呈半自形板条状产出。斜长石环带在花岗岩中较少见，但在花岗闪长岩中较发育。石英一般结晶最晚，且多呈他形充填在其他矿物之间，体积分数通常在20%以上。暗色矿物种类取决于岩石类型（见下节），一般主要为黑云母，其次为角闪石、辉石等。黑云母多呈褐至褐绿色，且多为半自形到自形片状。在暗色矿物较少的岩石中还可能出现白云母，常与黑云母平行连生。角闪石为绿至褐色，呈半自形棱柱状，角闪石的出现是准铝质和I型花岗岩的标志。辉石在花岗岩中较少见，且一般为普通辉石或透辉石，而紫苏辉石则是紫苏花岗岩的特有组分。碱性花岗岩（在本书中，碱性花

岗岩与按铝饱和指数划分的过碱质花岗岩是同义语）中所含的暗色矿物多为富钠质的变种，如钠闪石、钠铁闪石、霓辉石、霓石等。花岗岩中副矿物的含量一般小于1%，有时可达3%，常见的有锆石、磷灰石（柱状或针状）、磁铁矿、钛铁矿、榍石、电气石和萤石（尤其在碱性花岗岩中）等。



(a) (b)

图9-1 花岗岩

(a) 黑云母花岗岩野外照片：半自形粒状结构，主要矿物组成为石英、钾长石、斜长石和少量黑云母；(b) 花岗岩显微照片：具典型的花岗结构，主要矿物组成为石英、钾长石、斜长石和黑云母

在花岗岩中，副矿物一般最先结晶，铁镁质矿物和斜长石其次，钾长石和石英通常结晶较晚，其中，斜长石生长的时间较长。这样的结晶过程，就形成了普通花岗岩中常见的**花岗结构**，它属于半自形粒状结构，即副矿物和暗色矿物自形程度最好，斜长石次之，钾长石较差，石英呈他形充填于其他矿物的间隙中（图9-1b）。不过，在碱性花岗岩中，碱性角闪石、碱性辉石以及黑云母（常为棕色），常与长石近于同时结晶，甚至更晚，由此呈现填隙状，即充填于长石-石英的间隙而呈他形，或常嵌有石英、长石等浅色矿物。此外，有些花岗岩还能见到花斑结构、文象结构和蠕虫结构等，它们均是由石英和碱性长石交生的产物。

花岗岩多呈块状构造，特别是在侵入体中心相的岩石往往较为均一，而在岩体的边缘，由于常含围岩捕虏体和暗色矿物斑块，易出现斑杂构造（即暗色矿物在一些部位相对集中）。有时，花岗岩的矿物组分会围绕某一中心呈韵律性结晶而形成球状构造，且一般球体中间成分较基性。在某些花岗岩内，特别在岩体的边部或顶部，可见到长石晶体、鳞片状云母、柱状角闪石平行排列，组成条带状构造或火成层理构造，系层流作用所致。此外，由于岩浆结晶最后阶段挥发组分的逸出或岩浆冷却过程中体积收缩，也会形成形状不规则的空洞，即晶洞构造。具晶洞构造花岗岩体一般侵位于地下3~6km深处。晶洞内常生长自形的石英、长石等晶簇，有时还有电气石、绿柱石等（称为晶簇构造或晶腺构造）。

2. 岩石类型及主要种属

长英质侵入岩可采用QAP图解（图4-16）定名。该图解是根据岩石中实测的主要浅色矿物石英（Q）、斜长石（P）（An>5）、碱性长石（A）（包括An<5的钠长石）的体积分数，将它们重新换算为100%后，在三角图上投影，确定岩石的基本名称。然后，再根据岩石的结构、构造、暗色矿物类型或特征的副矿物来进一步命名。要注意的是，一些具有斑状结构的浅成岩，可以按对应的侵入岩的名称+斑岩来命名，例如，具有斑状结构但具有花岗岩的矿物组成的岩石就称为花岗斑岩。角闪石、黑云母等暗色矿物常加在岩石的基本名称之前，且习惯上矿物名称顺序按“少前多后”的原则。

除了图4-16中1~5区的岩石之外（见后节的进一步讨论），长英质侵入岩还包括一

些特殊的岩石类型，如环斑花岗岩、紫苏花岗岩、斜长花岗岩和晶洞花岗岩，岩浆作用晚期形成的花岗细晶岩、伟晶岩以及主要的几种浅成岩等。

◎环斑花岗岩（rapakivi granite）：最早发现于芬兰南部，具典型的环斑结构，即钾长石（一般为正长石，少数为微斜长石）斑晶呈自形、圆形或卵斑状，外围环绕着更长石或中长石（见图3－15）；基质由石英、钾长石、斜长石和黑云母组成，有时可含角闪石、辉石、铁橄榄石。典型的环斑花岗岩常与镁铁质岩在时空上密切共生，并构成双峰式组合。Haapala & Rämö（1992）对环斑花岗岩重新进行了定义，认为环斑花岗岩不仅在岩相学上具有环斑结构，而且在化学组成上还应具有A型花岗岩的特点。湖北省钟祥市华山观岩体中也产出有环斑花岗岩，这是扬子地块上发现的第一例元古宙的环斑花岗岩（张丽娟等，2011）。

◎紫苏花岗岩（charnockite）：最早发现于印度南部，系前寒武纪早期花岗岩，以含紫苏辉石为特征（图9－2），有时还含有透辉石。最常见的矿物组合为石英＋碱性长石＋斜长石＋紫苏辉石，其中斜长石不足10%，钾长石一般为微斜条纹长石，条纹状嵌晶成分不是钠长石，而是更长石或中长石，黑云母富钛，石英往往呈浅紫色，可含石榴子石。常见花岗结构和片麻状构造，在产状上，它常与麻粒岩相变质岩共生，出现于前寒武纪及显生宙以来的不同时代，但最为发育的是早前寒武纪陆核区。

◎斜长花岗岩（plagiogranite）：主要由石英、斜长石（钠－更长石）和少量暗色矿物（含量<10%）组成（图9－3），基本不含或含不足10%的碱性长石。这类花岗岩常作为蛇绿岩岩石组合中的次要组分产出，可呈脉状或小岩株穿插于蛇绿岩套，特别是层状辉长岩内（如在塞浦路斯），或夹于辉长岩与席状岩墙之间（如挪威Karmoy蛇绿岩），是大洋环境中长英质岩石的代表，因此多称为大洋斜长花岗岩。在法国和意大利交界的西阿尔卑斯Piemont-Ligurian蛇绿岩套中，出现的是钠长石岩，石英含量较低。斜长花岗岩的形成比蛇绿岩套主体要晚，因而通过测定斜长花岗岩的年龄值，往往不能代表蛇绿岩套峰期的形成时代。

◎晶洞花岗岩（miarolitic granite）：是一种具有晶洞构造的花岗岩。晶洞构造常出现于碱性花岗岩或伟晶岩中。例如，我国福建沿海的魁岐晶洞碱性花岗岩和漳州新村晶洞碱性花岗岩（周珣若等，1994），河北山海关后石湖山碱性环状花岗岩体中（见图3－18），都具有典型的晶洞构造。

细晶岩和伟晶岩是一种具有特殊产状的长英质侵入岩。该类岩石多呈脉状产出，且暗色矿物含量很少，因此有的教科书将它们归为浅色脉岩，并把浅色脉岩和暗色脉岩合称为二分脉岩，以区别于与各大类岩石成分相对应的浅成岩，如花岗斑岩等。

◎细晶岩（aplite）：一般呈灰白色或浅肉红色。花岗质细晶岩主要组成矿物为石英、微斜长石和钠长石，基本上不含暗色矿物，偶尔出现极微量的黑云母、白云母和角闪石。岩石以细晶结构为特征。在手标本上，断口常呈细砂糖状。细晶岩岩脉规模一般较小，多产于岩体的开放性裂隙或附近围岩中。

◎伟晶岩（pegmatite）：一般呈肉红色、灰白色，是一种与各类深成岩有成因联系的粗粒至巨粒的岩脉状或团块状岩体。花岗伟晶岩的主要矿物组成简单，包括石英、碱性长石和斜长石。与细晶岩不同的是，伟晶岩通常含有多种次要矿物和副矿物，包括含水矿物、含微量元素及稀有元素（Li、Be、La、Nb、Ta、W、Sn、U、Th等）的矿物和正常火成岩中不常见的富F、Cl、B、P的矿物，如黄玉、电气石、绿柱石、褐帘石、铌钽铁矿、萤石等。岩石以伟晶结构为特征，矿物颗粒粗大，粒度不均匀，颗粒大小一般都在1～2cm以上，有的可以大至几米甚至几十米。矿物颗粒间常构成文象结构，多见晶洞构造、晶簇构造。伟晶岩岩体规模变化很大，一般长数米至数十米，厚数厘米至数米。通常比较完整的花岗伟晶岩脉，由外而内可划分为边缘带、外侧带、中间带和内核。

◎*花岗斑岩*（granite porphyry）：是成分相当于花岗岩的浅成岩，为全晶质，具斑状结构。斑晶主要为钾长石和石英，有时有少量镁铁质矿物。基质为隐晶质－微晶结构，主要有钾长石、斜长石、石英等矿物。如果基质结晶较粗大（细粒－中粒），岩石具似斑状结构，则称为斑状花岗岩。

◎*花岗闪长斑岩*（granodiorite porphyry）：成分相当于花岗闪长岩的浅成岩。全晶质，斑状结构，斑晶为斜长石和石英，也可能有少量镁铁质矿物和钾长石。基质为隐晶质。

◎*花斑岩*（granophyre）：是花岗斑岩的一个变种。其特点是，基质中的石英和碱性长石形成显微文象结构。

◎*石英斑岩*（quartz porphyry）：具斑状结构，斑晶主要为石英，有时有少量透长石，基质为隐晶质。

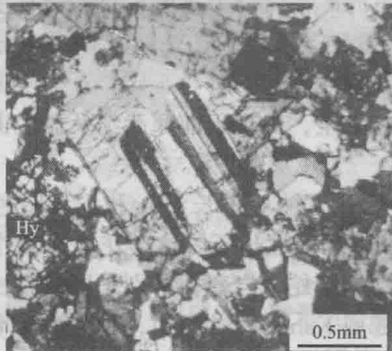


图9－2　紫苏花岗岩（广西大容山，正交偏光）
（据常丽华等，2009）
主要矿物为斜长石、钾长石、石英和紫苏辉石，矿物裂纹发育，可见石英和长石组成的文象交生结构

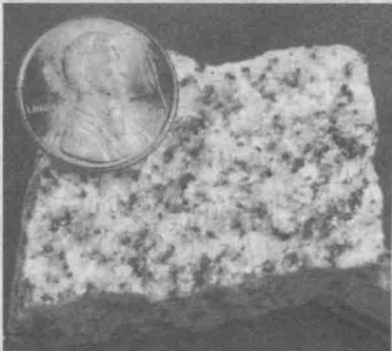
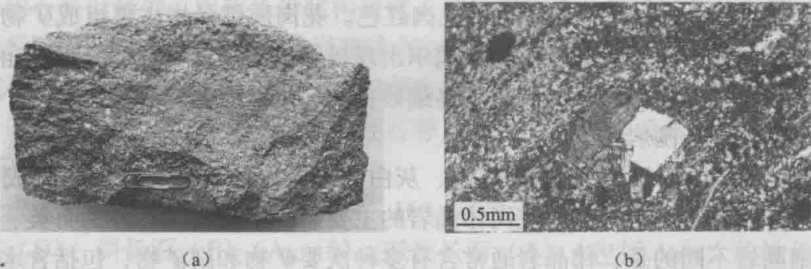


图9－3　斜长花岗岩手标本（法国）
主要矿物包括斜长石、石英及黑云母

（二）长英质喷出岩

长英质喷出岩（熔岩）的代表性岩石是**流纹岩**（rhyolite）（图9－4）和**英安岩**（dacite）（图9－5）。



（a）　（b）

图9－4　流纹岩手标本（江西抚州）（a）及显微照片（黑龙江，正交偏光）（b）
（据常丽华等，2009）
在图（b）中，斑晶碱性长石和斜长石组成联斑结构，基质中的隐晶质组分和长石石英微晶组成的条带相间排列，构成流纹构造，流纹遇斑晶则绕过

1. 基本特征

喷出岩形成于地表低压、氧化环境，熔体冷凝快速，所以矿物往往表现为高温氧化的特

点。但岩石形成后，随时间推移，矿物的高温特征逐渐向低温特征转化，火山玻璃也会发生脱玻化现象。长英质喷出岩中的石英斑晶主要为高温β－石英（假象），具六方双锥晶形，且常因熔蚀而呈浑圆状、港湾状。基质中的石英可能是鳞石英甚至是方石英。碱性长石是斑晶和基质的主要组分，斑晶中的碱性长石主要为高温变体，即正长石－透长石，碱性流纹岩中的钾长石斑晶通常为钠透长石、钠长石、歪长石。英安岩中常见斜长石和石英斑晶。暗色矿物可作为斑晶出现，以黑云母、褐色角闪石为主，这些含水暗色矿物斑晶常见熔蚀结构和暗化边结构。长英质喷出岩基质，主要由细粒－微粒状碱性长石和石英二者构成。前者在显微镜下一般不呈显微条纹结构，即分辨不出微细脉状钠长石条纹，似呈均一相，但其总成分中钾长石和钠长石含量几乎相等，甚至钠长石相成分超过了钾长石相。黑云母和角闪石等含挥发分的暗色矿物不会也不应出现于长英质喷出岩基质中。总体上说，流纹岩中暗色矿物少见，偶尔可出现铁橄榄石，而在碱性的长英质喷出岩中则可见到碱性暗色矿物（钠质角闪石、霓辉石等）。副矿物主要为赤铁矿、磁铁矿、磷灰石等。

图9－5　英安岩（法国，正交偏光）

（据常丽华等，2006）

斑晶为斜长石和石英，基质中细小的石英、长石组成霏细结构

长英质喷出岩多呈斑状结构，基质多发育玻璃质结构、球粒结构和霏细结构等，有时可见脱玻隐晶质结构、显微嵌晶结构、显微文象结构。比较常见的构造包括流纹构造、珍珠构造（图9－6）、气孔构造、球粒构造（图9－7）等。流纹构造是由粘度较大的岩浆在流动过程中冷凝固结形成的，但流纹岩不一定都具有流纹构造。流纹构造通常具有五种表现形式：① 不同颜色的条带；② 矿物定向排列的条带；③ 微晶/雏晶等定向排列的条带；④ 球粒/珍珠/气孔构造和浆屑/变形玻屑等定向排列的条带；⑤ 泡沫熔岩中岩浆/浆屑条带。珍珠构造是由于酸性玻璃在凝结或水化时的张力，产生弧形及近同心圆的裂纹，把玻璃质分割成许多小圆球，易呈珍珠状脱落，因此而得名。珍珠构造主要发育于粘性大的长英质玻璃中。此外，在长英质熔岩中也可见到石泡构造和球泡构造。石泡构造通常呈圆形或椭圆形，在石泡的内部通常有一个空腔，腔壁有多层放射状长英质组成，且肉眼可见。而球泡构造则只有一层放射状长英质腔壁。

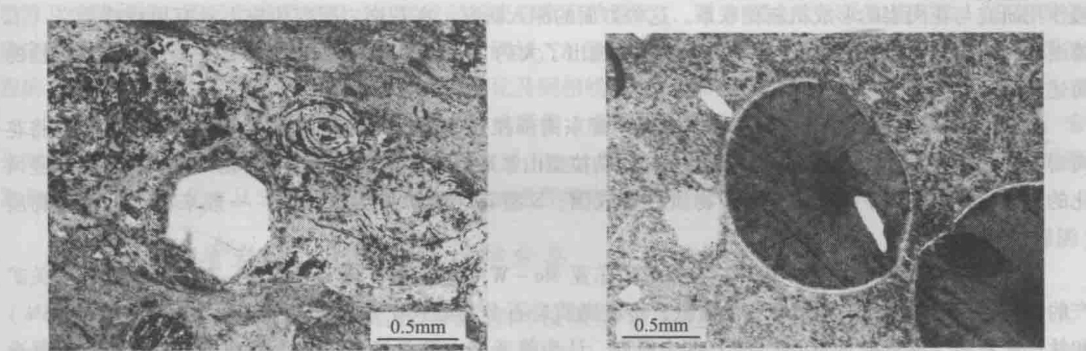


图9－6　珍珠构造

（据常丽华等，2006）

图9－7　球粒构造

（据常丽华等，2006）

2. 岩石类型及主要种属

对火山岩，如果能确定矿物含量，则尽可能采用实际矿物含量命名（如图4－21 中的 QAP 图），如果无法统计出矿物含量，则采用化学成分进行分类命名（如图4－22）。由于长英质熔岩多具斑状结构，基质常为隐晶质，利用肉眼通常难以辨认基质中的矿物组成，因而，在野外通常根据斑晶的主要矿物组合进行岩石类型的判别及命名（图4－24），如斑晶为石英和透长石，一般应为流纹岩；若斑晶是石英和斜长石，则可能为英安岩。

长英质熔岩主要包括英安岩、流纹岩、碱性流纹岩等岩石，后面将进一步介绍这些岩石的特征。除此之外，还有一些特殊的岩石值得注意。

◎*石英角斑岩*（quartz keratophyre）：岩石呈灰白色，比较致密，矿物成分以钠长石和石英为主，有少量的钾长石。铁镁质矿物很少，有时含黑云母。岩石为全晶质，很少见火山玻璃。常见绿泥石化、绿帘石化、黝帘石化蚀变。石英角斑岩有两种结构：一种具斑状结构，斑晶主要是钠长石和石英，基质具显微花岗结构、显微嵌晶结构、霏细结构等；另一种为无斑隐晶质结构。化学成分上石英角斑岩 Na_2O 含量较高（$Na_2O > K_2O$），是一种钠质的酸性火山岩。石英角斑岩常与细碧岩紧密共生，构成细碧－角斑岩系，即形成于水域的玄武质－流纹质火山岩系。多数人认为该岩系是玄武岩－安山岩－流纹岩岩系经交代作用或低级变质作用形成的，但也有少数人认为是一种富含钠质的岩浆结晶的产物。

◎*玻璃质流纹岩*：岩石的成分以玻璃质为主，据颜色、构造、含水性等，可见以下四种：

——*珍珠岩*（perlite）：由玻璃质组成，可含少量的透长石和石英斑晶，特点是酸性火山玻璃中含大量的珍珠状裂纹，发育珍珠构造。H_2O^+ 含量为 2%～6%。

——*松脂岩*（pitchstone）：具松脂光泽，呈灰、黑、浅绿、褐、黄白等颜色，岩石主体由酸性玻璃组成，可有少量的长石斑晶，基质可具球粒结构，含针状雏晶。松脂岩 H_2O^+ >6%。

——*黑曜岩*（obsidian）：黑色致密块状，具明显的玻璃光泽，贝壳状断口，岩石几乎全由火山玻璃组成，可含少量斑晶和雏晶。H_2O^+ <2%。

——*浮岩*（pumice）：为灰色、白色、浅黄色或浅红色，几乎全由玻璃质组成，气孔十分发育，似蜂窝状，密度小，可漂浮于水面上。浮岩是以构造特征命名的，在基性火山岩中也有浮岩。

（三）花岗岩的成因分类概述

近 40 年来，花岗岩的研究得到了深入发展，表现在对花岗岩进行成因分类和构造环境分类，进而将壳幔作用研究与花岗岩的形成机制相联系。这些方面的深入研究，在花岗岩研究历史上具有里程碑意义（王德滋等，2002）。在这期间，中外岩石学家先后提出了大约 20 余种花岗岩的成因分类方案，一些代表性的简述如下：

（1）Chappell & White（1974）根据澳大利亚东南部拉克伦（Lachlan）褶皱带的花岗岩类研究，将花岗岩分为 S 型和 I 型。其中，I 型花岗岩是科迪勒拉型山系形成和后造山抬升过程中的产物，源区为未经风化的火成岩，可能为下地壳和上地幔物质混合成因；S 型花岗岩源岩为沉积岩，一般来源于上地壳物质（泥质岩为主）。

（2）石原舜三（Ishihara，1977）在研究了东亚 Mo－W－Sn 金属矿床及日本中、新生代花岗岩有关矿产的专属性后，根据不透明氧化物的含量，将花岗质岩石分为磁铁矿系列（磁铁矿含量为 0.2%～1.5%）和钛铁矿系列（磁铁矿含量 <0.2%）两个系列。认为前者是在高氧逸度条件下形成的，后者是在低氧逸度条件下形成的。高桥正树等（1981）将 Chappell 等划分的 I 型、S 型花岗岩与磁铁矿系列和钛铁矿系列花岗岩进行了对比，认为磁铁矿系列与 I 型是等同的，而钛铁矿系列则既包含 S 型，也包括部分 I 型。

(3) Loiselle & Wones (1979) 将花岗岩类分为造山花岗岩（O 型）和非造山花岗岩（A 型）。前者至少包括两个子类，同构造和后造山型，后来晚造山型也相继被提出。同构造型花岗岩一般不常见。晚造山花岗岩包括大部分岩基带，如南北美洲的安第斯山系。实际上，造山花岗岩包括前述的 I 型和 S 型花岗岩。非造山花岗岩即 A 型花岗岩，这一概念最初的含义同时强调了**碱性**（alkaline）、**贫水**（anhydrous）和**非造山**（anorogenic）的特性。Eby（1992）把 A 型花岗岩又分为 A_1 型和 A_2 型两类花岗岩。其中 A_1 型以其微量元素比值与洋岛玄武岩相类似为特征，岩浆来源于地幔并产生于大陆裂谷或地幔热柱、热点环境；A_2 型的微量元素比值与平均地壳及岛弧玄武岩相类似，其岩浆起源于地壳或由岛弧岩浆派生，产生于碰撞后或造山期后的张性构造环境。

(4) 徐克勤等（1983）以我国华南地区花岗岩的研究为基础，根据物质来源，将花岗岩划分为同熔型、陆壳改造型和幔源型三类。同熔型为壳幔混合型，改造型为地壳重熔再生岩浆结晶产物，而由地幔长期分异演化形成的花岗岩属于幔源型。

(5) 杨超群（1996）根据成岩地质环境和岩石成因，将花岗岩类分为三大类：① 板块俯冲 - 碰撞型 - 壳源重熔型（简称重熔型）及板块俯冲 - 碰撞型 - 壳幔混合源同熔型（简称同熔型）成对花岗岩；② 裂谷型 - 幔源分异型（简称分异型）花岗岩类，包括大陆裂谷型 - 分异型碱性花岗岩和大洋裂谷型 - 分异型大洋斜长花岗岩两类；③ 地槽型 - 壳幔混合源（以陆壳或上地幔物质来源为主）花岗岩化型（简称花岗岩化型）花岗岩类。

(6) Pitcher (1983) 根据板块构造理论将花岗岩划分为五种类型：M 型、I 型（科迪勒拉型）、I 型（加里东型）、S 型、A 型。M 型花岗岩是指产于大洋火山岛弧内的斜长花岗岩；科迪勒拉型花岗岩属于安第斯型活动大陆板块边缘的中酸性岩石组合；加里东型花岗岩主要形成于大陆碰撞褶皱带（海西型）或克拉通内的韧性剪切带上，属于过铝质花岗岩组合；A 型花岗岩主要形成于稳定的碰撞带，也可形成于大陆裂谷，是一种非造山构造环境的碱性花岗岩。

(7) Pearce et al.（1984）从已知构造环境的花岗岩入手，通过其地球化学和矿物学特征的研究，将花岗岩分为洋脊花岗岩（ORG）、火山弧花岗岩（VAG）、板内花岗岩（WPG）、碰撞花岗岩（COLG）四类。其中洋脊花岗岩又细分为"正常"洋脊（与 N - MORB 共生）、异常洋脊（与 T - E - MORB 共生）、弧后盆地洋脊和上消减带（弧前盆地）洋脊花岗岩；火山弧花岗岩分为以拉斑玄武岩为主的大洋弧、以钙碱性岩为主的大洋弧及活动大陆边缘环境下的花岗岩；板内花岗岩分为陆内环状杂岩和地堑、衰减大陆壳和大洋岛屿花岗岩；碰撞花岗岩可分为陆 - 陆碰撞同构造、陆 - 陆碰撞晚、后构造、陆 - 弧碰撞同造山花岗岩。

(8) Barbarin (1999) 依据花岗质岩石的矿物组合、野外地质学、岩相学和侵位资料以及岩石地球化学和地球动力学环境等特征，将花岗质岩石分为 7 种类型：含白云母的过铝质花岗岩类（MPG）、含堇青石的过铝质花岗岩类（CPG）、富钾的钙碱性斑状钾长石花岗岩（KCG）、富角闪石钙碱性花岗岩类（ACG）、岛弧拉斑系列花岗岩类（ATG）、洋中脊拉斑质花岗岩类（RTG）、过碱性和碱性花岗岩类（PAG）。

虽然花岗岩的分类方案很多，但至今最为流行的仍然是 ISMA 的字母分类方案，即将花岗岩分为 I、S、M、A 型（表 9 - 1）。然而，这种分类方案也存在一些问题（Clarke，1992；Bonin，2007）。最主要的是三点：① 分类标准和依据不同：I 型和 S 型涉及源区，是一个单阶段的成因类型（直接来自推定的源区），M 型涉及单阶段或二阶段的成因类型（直接或间接来自推定的源区），而 A 型主要涉及构造环境。② 岩类的确定不够准确，不同类型之间有成分叠加现象。例如，A 型花岗岩常常介于 I 型和 S 型之间。③ 对成因过程的考虑过于简化，没有考虑岩浆混合、分异演化及固相线下蚀变等的影响。

花岗岩众多的分类方案，本质上是花岗岩形成条件、成因过程与形成环境的多样性的反映。无疑，未来对花岗岩的类型研究还将进一步开展（如 Frost & Frost，2008），尤其是如何确定与花岗岩成因有关的热源和物源的客观标志。从岩石学研究来看，应优先选择能客观描述岩石特征的分类方法。

（四）长英质岩类的化学 - 矿物学分类

本书采用化学 - 矿物学相结合的标志对长英质岩类进行分类，即按照铝饱和指数 A/CNK（图 4 - 3）及其标志性矿物将长英质岩类分为准铝质、过铝质和过碱质三大类（图 4 - 9；表 9 - 2）。三类岩石的平均成分列于表 9 - 3 中。铝饱和指数是山德（Shand，1947）

表 9-1　花岗岩类的 I-S-M-A 分类的化学成分对比表

类型	$w(SiO_2)$/%	矿物	K_2O/Na_2O	A/CNK	Fe^{3+}/Fe^{2+}	$\delta^{18}O$	I_{Sr}	$\varepsilon_{Nd}(t)$	微量元素及特征矿物	包含岩类	侵位	粘度及流变学	岩石包体	壳幔贡献	岩石成因
I	63~76	黑云母、角闪石	低	低(<1.0)，准铝质-过铝质	中等		<0.708	高	高 LILE/HFSE，Rb、Th、U 含量中等，角闪石、磁铁矿	花岗闪长岩-闪长岩	中深	高，假塑体	相当多	壳幔混源	俯冲带，壳内镁铁质-中性火成岩
S	65~74	黑云母、白云母、石榴子石、矽线石、堇青石	高	高(>1.1)，过铝质	低		>0.708	低	变化的 LILE/HFSE，高 Rb、Th、U，黑云母、堇青石、石榴子石、铝硅酸盐矿物、钛铁矿	花岗岩-二长花岗岩	构造底辟，较深	很高，晶粥状	有	地壳为主	俯冲带，地壳加厚区-壳内源区
M	63~70	角闪石、黑云母、辉石	很低	低(<1.2)	低		<0.705	高	低 Rb、Th、U，低 LILE 和 HFSE	钠长石岩，斜长花岗岩	在蛇绿岩套中		少见	物源为幔源物质	俯冲带上洋壳重熔
A	高达 77	铁黑云母、钠闪石、钠质辉石	一般较高，且 Na_2O 高	变化(<1.0，部分>1.0)，准铝质-过碱质	变化	变化	变化(0.703~0.712)	不等	低 LILE/HFSE，高 Fe/Mg，高 Ga/Al，高 REE、Zr，高 F、Cl	碱性花岗岩-斜长岩	浅成，次火山，高温低压	低，接近牛顿流体	很少	物源以幔源为主	非造山、稳定克拉通、裂谷环境。火成岩源区熔融形成

（引自 White & Chappell，1983；Clarke，1992；Whalen，1985）

在关于喷出岩的书中提出来的，因而又称为山德指数，但之后却很少用到火山岩上。为了凸显化学－矿物学标志的意义，这里对所有的长英质岩都采用铝饱和指数来加以对比。用铝饱和指数划分岩石类型，不仅能与矿物学标志对应，划分直观简便，所划分的岩石类型又能联系到岩石成因和成矿作用，因而具有实用价值。例如，我国南岭地区很多世界级的大型 U、W、Nb－Ta、REE 等金属矿产，就与强过铝质（A/CNK＞1.1）的花岗岩有关（周新民，2006）。

表 9－2　三类长英质岩的特征对比

类　型	准铝质	过铝质	过碱质
定义（Shand，1947）	CNK＞A＞NK	A＞CNK	A＜NK
特征矿物	斜方辉石、单斜辉石、镁铁闪石、普通角闪石、绿帘石	白云母、堇青石、石榴子石、黄玉、电气石、尖晶石、铝硅酸盐	霓石、钠铁闪石、钠闪石、铁橄榄石
其他常见矿物	黑云母	黑云母	少量黑云母
氧化矿物	磁铁矿	钛铁矿、重钽铁矿	磁铁矿
副矿物	磷灰石、锆石、榍石、褐帘石、绿帘石	磷灰石、锆石、独居石	磷灰石、锆石、榍石、褐帘石、萤石、冰晶石、烧绿石
其他化学特征		F/Cl＞3	低 CaO、Al_2O_3、H_2O、Ba、Sr、Eu，高 SiO_2、Fe/Mg、Na＋K、Zr、Nb、Ta、∑REE、Y，F/Cl＜3
$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$	0.7030～0.7080	0.7050～0.7200	0.7030～0.7120
$\varepsilon_{Nd}(t)$	≈0	一般＜＜0	变化很大
典型矿床	斑岩 Cu－Mo－Au 矿	细晶岩－伟晶岩－云英岩型，多金属矿 Sn－W－U－Mo－Cu 和 Be－B－Li－P	Sn－W－U－Mo 矿和稀有金属（Nb－Ta）云英岩型矿
板块构造环境	与俯冲有关的汇聚板块边缘环境及碰撞后环境	加厚陆壳或伸展环境	造山后或非造山伸展环境

（据 Clarke，1992，略有改动）

表 9－3　三类长英质岩石的平均成分（w_B/%）

类　型	准铝质	过铝质	过碱质
统计总数	158	199	25
SiO_2	67.43	71.45	74.01
TiO_2	0.55	0.32	0.23
Al_2O_3	14.67	14.76	11.59
TFeO	4.13	2.49	3.08
MnO	0.12	0.13	0.10
MgO	1.64	0.78	0.55
CaO	3.53	2.01	0.48
Na_2O	3.72	3.72	4.33
K_2O	3.20	3.52	5.09

续表

类　型	准铝质	过铝质	过碱质
P_2O_5	0.17	0.14	0.06
Total	99.16	99.32	99.52
A/CNK	0.93	1.10	0.86
NM/A	0.65	0.67	1.09

（据 Clarke，1992）

二、准铝质长英质岩类

（一）准铝质花岗岩类

1. 基本特征及代表性岩石

准铝质花岗岩类主要由石英、斜长石和碱性长石以及含量较少的普通角闪石和黑云母组成。准铝质花岗岩类的特征矿物为斜方辉石、单斜辉石、普通角闪石和磁铁矿；副矿物包括磷灰石、锆石、榍石、绿帘石和褐帘石等。岩浆绿帘石的出现，表明岩体的最小侵位压力达到（5～6）$\times 10^8$Pa。我国的胶东中生代昆嵛山花岗质杂岩体、庐山星子杂岩、西昆仑大同岩体、湘东北幕阜山花岗闪长岩体都有岩浆绿帘石的报道。

准铝质花岗岩包括Ⅰ型花岗岩及少量含有黑云母的铝质A型花岗岩，且一般为钙碱性或高钾钙碱性，铝饱和指数 A/CNK < 1，CNK > A > NK。常见的岩石组合包括英云闪长岩、花岗闪长岩和二长花岗岩，且常与同期的安山岩、玄武岩伴生。这些岩石中钙质角闪石和榍石普遍存在。

◎英云闪长岩（tonalite）：英文名来源于意大利蒂罗尔山（Tonale）。主要由斜长石（更－中长石，约占2/3）和石英、黑云母组成，斜长石常具环带构造。较富铁镁质矿物，暗色矿物体积分数可大于15%，且黑云母往往多于角闪石。此外，可含碱性长石（一般是正长石），并往往呈填隙物产出，但其量不足长石总含量的1/10。常见副矿物是磷灰石、榍石、磁铁矿。英云闪长岩在矿物组成上大致与石英闪长岩相仿，是介于闪长岩和花岗闪长岩之间的过渡岩石，其以石英和云母的相对富集与石英闪长岩相区别。该类岩石主要呈单个小岩体或呈辉长岩、苏长岩等有关岩石的边缘相产出，少见单独的大岩体。

◎花岗闪长岩（granodiorite）：是花岗岩类岩石的重要种属。由于该类岩石比花岗岩含有较多的斜长石和暗色矿物，所以岩石的颜色比花岗岩稍深一些，呈灰绿色或暗灰色。主要矿物组成包括石英、斜长石、钾长石和暗色矿物（图9－8）。斜长石一般为中长石，具有明显的环带构造，一般占整个岩石中矿物总量的65%～90%。是介于花岗岩和英云闪长岩之间的岩石。石英含量较花岗岩的低，一般为25%。深色矿物中角闪石较多，但黑云母也很普遍，有时含少量普通辉石。副矿物包括榍石、磷灰石、磁铁矿、锆石、褐帘石、独居石等。花岗闪长岩常与花岗岩共生，且一般见于花岗岩体中心或边缘相。也有的呈单个岩体产出，规模较大时可构成岩基。如著名的北美内华达山脉大岩基主要由花岗闪长岩



图9－8　花岗闪长岩

组成，我国安徽休宁岩体及江苏高资岩体也主要由花岗闪长岩组成。

◎二长花岗岩（monzogranite）：是斜长石与钾长石含量近于相等的花岗岩。属于狭义花岗岩中的一种。

2. 岩石成因及构造环境

准铝质花岗岩浆的起源深度较大，且与岩石圈板块的俯冲作用有关，一般发育于洋-陆汇聚环境中的大陆板块边缘（大洋岛弧或大陆弧），也可产生于碰撞后甚至造山后环境。相关岩体的典型例子是北美的半岛山脉岩基（Larsen，1948；Gromet & Silver，1987；Silver & Chappell，1988）和秘鲁的海岸岩基（Pitcher，1982，1993；Atherton，1990，1993）。这些侵入体，具有典型的弧花岗岩的化学和同位素特征，且以英云闪长质到低钾花岗闪长质成分为主。该类花岗岩可由幔源镁铁质岩浆和地壳深熔岩浆的混合作用形成，镁铁质包体常见，也可由高度准铝质的岩石经部分熔融作用产生，例如，俯冲板片（Martin，1987）和镁铁质下地壳（Wedepohl，1991）的部分熔融作用。研究表明，含 Opx + Cpx + Amp 的紫苏花岗质下地壳高温条件下脱水可以产生I型花岗岩类（Landenberger & Collins，1996）或具有I型花岗岩特征的A型花岗岩类（Rajesh 2000），如出露于印度南部的 Chengannoor 花岗岩体（Rajesh，2004）。Patiño Douce（1997）对英云闪长岩和花岗闪长岩的熔融实验表明，含角闪石和黑云母的花岗岩类通过浅部低压脱水熔融可以产生准铝质A型花岗质熔体。然而 Soesoo（2000）对澳大利亚拉克兰褶皱带东南部布勒山上火成岩的研究则表明，I型花岗岩类也可以由地幔岩浆的分离结晶作用形成。研究表明，准铝质-弱过铝质侵入体形成了汇聚边缘背景下的特征组成。它们的形成通常被认为是幔源镁铁质岩浆与大陆地壳多次反应（DePaolo，1981；Holden et al.，1987；Galán et al. 1996；Altherr et al. 1999）或古老地壳简单的岩浆作用形成的，且这一过程往往伴随着分离结晶作用和（或）残余体的分离作用（Chappell，1996）。然而，早期与俯冲有关的准铝质侵入体常常含有来自亏损软流圈源区的成分，碰撞后伸展则促进了富集岩石圈地幔源区的加入，并且由于高热流的作用，也促进了下地壳脱水熔融作用的进行（Hegner et al.，1998；Altherr et al.，1999，2000；Patiño Douce 2000；Thompson，2000）。

尽管大量研究结果均表明，古老的变质火成岩经部分熔融产生的熔体通常都是钙碱性和准铝质的，然而，Roberts & Clemens（1993）提出，世界上大约有35% ~40% 的后太古宙的准铝质花岗岩属于高钾钙碱性系列。目前，对高钾的I型花岗岩的形成过程及其源区物质，认识还不是十分清楚。

与准铝质花岗岩密切相关的典型矿产为斑岩型铜钼矿。

（二）准铝质长英质熔岩

准铝质长英质熔岩包括普通的流纹岩和英安岩。① 流纹岩一般呈绛红、肉红、灰黄等色，常具斑状结构。斑晶主要为石英和碱性长石（透长石为主），有时还有少量斜长石（更长石为主）和黑云母（多具暗化边）等矿物斑晶。石英斑晶多被熔蚀，基质结构不一，可见霏细结构、球粒结构和玻璃质结构等。② 英安岩一般为灰色或灰白色，具斑状结构和流纹状构造。斑晶多为偏基性的中长石或拉长石，有时也可见更长石，碱性长石较少，偶尔含少量石英。石英斑晶为高温双锥状晶体。斑晶多被熔蚀，有时可见熔蚀反应边结构。基质由更长石、透长石（正长石）和石英微晶组成，一般为霏细结构、交织结构、霏细-交织结构、显微嵌晶结构或玻璃质结构，且以玻基交织结构为主。

呈熔岩流产出的流纹岩分布有限，一般呈规模不大的火山穹丘和岩流产出；而大面积分布、具流动构造的酸性火山岩，主要是熔结凝灰岩（属于火山碎屑岩），它呈岩席、穹丘和

岩墙产出。准铝质流纹岩，常与流纹质－安山质凝灰岩、熔结凝灰岩和安山岩共生，可产生于岛弧、活动陆缘和大陆板内活动带和造山后环境。形成流纹岩和流纹质火山岩的岩浆通常被认为是地壳物质在特定深度、温度和含水量的条件下部分熔融产生的，但有时会混入一定量来自上地幔的镁铁质岩浆组分。此外，与俯冲有关的钙碱性火成岩的部分熔融产生的熔体经过分离结晶作用也可产生准铝质长英质熔岩。

与流纹岩伴生的金属矿产有Pb、Zn、Ag、Au和U等，非金属矿常见的有沸石、蒙脱石、高岭石、叶蜡石、明矾石和萤石等。与英安岩有关的矿产有黄铁矿、明矾石、蒙脱石和高岭石等。

三、过铝质长英质岩类

（一）过铝质花岗岩类

1. 基本特征

过铝质花岗岩的特征矿物为白云母、堇青石、石榴子石、黄玉、电气石、尖晶石、刚玉和铝硅酸盐矿物等，黑云母常见，氧化矿物主要为钛铁矿、重钽铁矿，副矿物还包括磷灰石、锆石和独居石。通常全岩的CNK > A > NK，A/CNK > 1。当A/CNK≥1.1时，为强过铝质，属于典型的S型花岗岩。该类岩石的（$^{87}Sr/^{86}Sr$）$_i$一般介于0.7050～0.7200之间，ε_{Nd}（t）值远小于0。大多数过铝花岗岩色率较低（一般小于5），也可称为淡（浅）色花岗岩类。通常，在过铝质花岗岩中极少见到纯成分的白云母，一般是白云母－钠云母固溶体（或为含FeO、MgO的绿鳞云母固溶体，包括多硅白云母），统称为白云母固溶体。

2. 种属划分、代表性岩石及产出形式

过铝质花岗岩在世界上分布广泛，如在我国的华南、喜马拉雅山，东南亚、澳大利亚拉克伦褶皱带和西欧海西褶皱带等地都有大量出露。尽管过铝质花岗岩类型和成因多样，但主要的、最常见的是含白云母过铝质花岗岩类（MPGs）和含堇青石过铝质花岗岩类（CPGs）两种类型（Barbarin，1999）。过铝质花岗岩大致对应于S型花岗岩和少量A型花岗岩，如Anderson（1983）曾报道过含白云母的过铝质A型花岗岩。现将两种主要的过铝质花岗岩的判别标志归纳于表9－4中。

表9－4　两种主要过铝质花岗岩类的判别标志

类型	野外产状	特征矿物	岩石组合	分异作用	过铝性	构造环境	成因
含白云母过铝质花岗岩类（MPGs）	呈巨大深成岩体侵入	白云母	淡色花岗岩类、二云母花岗岩，包体少	分异演化程度最高	过铝程度随分异作用大大增强，并以快速或极快速度变化	产在地壳加厚的横切造山带的横推断层或者逆掩型的韧性剪切带中，由地壳加厚热引起的深熔作用形成	地壳岩石“湿”的深熔作用和岩浆结晶分异作用产生
含堇青石过铝质花岗岩类（CPGs）	以深成岩体或岩盘式深熔杂岩体产出	堇青石（含大量黑云母）	英云闪长岩、花岗闪长岩和二长花岗岩，包体多，包括暗色残留体和镁铁质微粒包体	分异演化程度不如MPGs	过铝程度随S型花岗岩分异而大大降低或略有升高	产在地壳减薄地区，由地幔源岩浆底侵或贯入使地壳发生熔融形成	地壳岩石发生“干”的深熔作用产生

（据Barbarin，1999）

◎含白云母过铝质花岗岩类（MPGs）：主要由长英质富白云母的淡色花岗岩和二云母花岗岩组成。最特征的矿物为原生白云母，它是 MPGs 中的一种岩浆结晶的矿物相，颗粒粗大，具清晰自形形态。晶体没有被诸如钾长石或堇青石（其中的白云母是由固相线之下蚀变所形成的分解产物）等任何矿物包裹或不规则地包裹，存在光学娄变环带，出现次要和主要熔蚀面、生长结构以及黑云母、磷灰石和锆石包裹体的特征性分布（通常平行于白云母晶面）。与固相线之下的白云母相比，岩浆成因的白云母富含 Ti、Na 和 Al，而贫 Mg 和 Si。这些长英质富白云母的淡色花岗岩或二云母花岗岩常含电气石、石榴子石和独居石。岩体中岩浆成因的包体少见，但可见围岩捕虏体或冷凝边碎块，很少见到残留体。少数二云母花岗岩可产于变质岩中，并含有残留体类包体。

在许多造山带中，含白云母过铝质花岗岩类通常呈巨大的深成侵入体或岩基形式产出，例如喜马拉雅的马纳斯卢峰深成岩体、西欧海西造山带或苏格兰加里东造山带中的几个深成岩体群，在澳大利亚拉克伦褶皱带和北美西部科迪勒拉造山带也有这种类型的岩体产出。该类花岗岩主要定位在横推型或逆掩型的韧性剪切带中，如高喜马拉雅过铝质花岗岩就定位在中央逆冲带上。

◎含堇青石过铝质花岗岩类（CPGs）：由英云闪长岩、花岗闪长岩和二长花岗岩组成，含有大量黑云母。镁铁质成分通常比 MPGs 多。堇青石与矽线石、稀少的红柱石和一些小片原生白云母伴生，是 CPGs 花岗岩类的鉴别特征。堇青石可大量出现，且常以自形柱状产出，有时也会因发生“块云母化”而转变成次生白云母和绿泥石，但大都具有岩浆矿物的特征。在比较特殊的情况下，则以由堇青石和石英组成的结核或团块产出。富黑云母的含堇青石花岗岩和花岗闪长岩也含电气石、石榴子石和独居石。通常在 CPGs 中多见由富云母残留体组成的包体及镁铁质微粒包体。该类花岗岩深深扎根于高级变质岩石中，或者与这些岩石伴生形成深熔杂岩体。澳大利亚东南部的拉克伦褶皱带中的 S 型富堇青石花岗岩是这一类型的代表。法国中央地块的海西构造带以及其他地区贫堇青石的钾长石斑状花岗岩和花岗闪长岩也属于这种类型，它们常与石英闪长岩（暗色花岗闪长岩）伴生。

CPGs 通常构成侵入深成岩体，还可作为深熔杂岩体产出。在拉克伦褶皱带，S 型花岗岩类侵入深成岩体和岩基延伸范围很大。

3. 岩石成因和构造环境

过铝质花岗岩的成因机制主要有以下几种：① 岩浆的产生与过铝质源岩相关（即泥质源岩经深熔作用生成过铝质岩浆）；② 过铝组分（至少是其中之一部分）来源于岩浆与泥质围岩的反应（即同化混染作用起因）；③ 准铝质 - 弱过铝质岩浆经结晶分异派生出过铝质岩浆；④ 部分过铝花岗岩是晚期岩浆或岩石与热液流体相互作用的产物。此外，实验研究表明，玄武岩在 5×10^8Pa 下发生 H_2O 饱和熔融形成了过铝质熔体（Beard & Lofgren, 1991），这表明，过铝质岩浆也可由准铝质源区经深熔作用形成。因此，过铝质岩浆的产生并非只取决于源区成分，还受深熔条件的制约。

MPGs 和 CPGs 常出现在同一造山带中。Chappell & White（1992）认为，拉克伦褶皱带中较稀少的二云母淡色花岗岩代表了 S 型花岗岩类中演化最充分的岩石。在西欧，二云母淡色花岗岩非常丰富，对 MPGs 和 CPGs 关系的详细研究表明，即使它们有着几乎相同的年龄，但仍可以根据截然的接触关系和侵入关系而将其区别开。MPGs 和 CPGs 很可能在同一地球动力学事件中形成，也有可能来自于同一源区，但它们是同一岩浆系列的不同成员。Wyllie（1977）的实验结果表明，二云母花岗岩是在比含堇青石的花岗岩更高的水逸度条件下结晶的。对含堇青石的花岗岩类来说，熔体中的初始水含量一般不超过 4%，只有当水含量升高

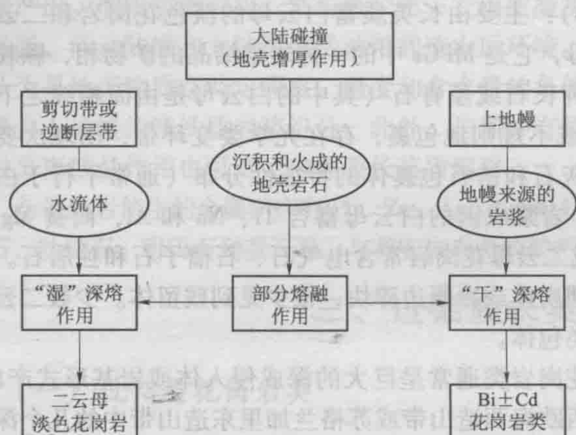


图9-9　含二云母或含堇青石过铝花岗岩类的岩石成因模式
（据 Barbarin，1996）

到7%～8%时，才能结晶出白云母。因此，形成 MPGs 的大规模原生岩浆必须含有大量的水，这些水可以由地壳中集中的流体提供，并为其开辟大型推覆带或剪切带的通道。在碰撞事件中，地壳增厚将促使沉积岩和火成岩接近于熔融温度，而诱发部分熔融作用发生的热可由底侵于地壳或注入地壳中的幔源岩浆提供，所导致的“干”深熔作用形成过铝的英云闪长质至二长花岗质岩浆，结晶出铝质的贫水至不含水的矿物，如堇青石。在 CPGs 中，幔源组分可作为稀少的镁铁质微粒包体保存下来，它们与富云母的残留包体共存。水等流体可由使其富集的深部地壳提供，所导致的“湿”深熔作用将形成淡色花岗质至二长花岗质岩浆，结晶出铝质的富水矿物，如白云母（图9-9）。

过铝质花岗岩除可形成于陆陆（陆间或陆内）碰撞造山环境以外，还广泛分布于与碰撞后的走滑、伸展断裂及地壳隆升有关的环境中，即既有大陆碰撞型，也有造山后隆升、晚造山、后造山、非造山、活动大陆边缘等不同类型（Pitcher et al.，1993）。Sylvester（1998）则认为，绝大多数与碰撞有关的强过铝花岗岩（SP）都是“碰撞后”的。如欧洲海西造山带广泛分布的340～300Ma 的强过铝花岗岩，其侵位年龄几乎都晚于与碰撞早期有关的中压（巴罗型）变质事件，而与碰撞晚期高温/低压区域变质作用和拉伸、走滑断裂运动有关。除了碰撞过程中的地壳加厚，陆内俯冲可以为过质铝花岗岩浆的产生提供热量外，加厚地壳的伸展塌陷、岩石圈拆沉或大陆地壳的超深俯冲作用及上地幔软流圈均可以为其提供热源。此外，过铝质 A 型花岗岩的发现及过铝质花岗岩与富碱侵入岩组合的确定，表明岩浆底侵、板片断离、岩石圈对流减薄等机制都可能为过铝质花岗岩浆的形成提供热源和动力学条件。

（二）过铝质长英质熔岩

过铝质长英质熔岩在自然界中的分布比过铝质侵入岩少得多。该类岩石通常由增厚地壳的部分熔融形成。此外，在大陆弧的环境下也有少量产出，且以英安岩为主。过铝质流纹岩，斑晶成分可为高温型β-石英、正长石、斜长石、黑云母、堇青石、红柱石、石榴子石等，且以堇青石、红柱石、石榴子石等富铝矿物为标志。有时也可见到斜方辉石斑晶。标准矿物中均出现刚玉分子。化学成分上，富硅、碱质及铝，贫铁、镁和钙。玻利维亚锡矿带是世界上一个大的强过铝火成岩省，区内出露了巨量长英质过铝火山岩，这些火山岩与锡成矿作用密切相关。岩石类型包括红柱石流纹岩、堇青石流纹岩等，这些过铝质长英质火山岩源于含石墨的铝质壳源岩石的部分熔融作用（Morgan et al.，1998）。

四、过碱质长英质岩类

（一）过碱质花岗岩类

尽管 A 型花岗岩不一定是过碱质的岩石（很多 A 型花岗岩属于准铝质和过铝质岩石），但过碱质花岗岩类均属于 A 型花岗岩，或称为碱性花岗岩类，有的称为**铁质花岗岩类**（ferroan granitoids，Frost & Frost，2008）。过碱质花岗岩的主要矿物成分为石英、碱性长石（正长石、歪长石、微斜长石、微斜条纹长石等）、碱性暗色矿物（钠闪石、钠铁闪石、霓辉石、霓石等）、含钛黑云母、铁锂云母等，且以岩浆成因的钠钙质－钠质角闪石、霓辉石－霓石和富铁黑云母、铁橄榄石等作为标志矿物。副矿物主要包括磷灰石、锆石、磁铁矿、星叶石、烧绿石、钍石、萤石、独居石、氟碳铈镧矿、磷钇矿等，且以富钍锆石和萤石为特征副矿物。由于岩浆贫水，霓石、钠闪石－钠铁闪石、黑云母等镁铁矿物常呈他形，结晶晚于长石和石英。高侵位岩体中常见文象结构和晶洞构造。化学成分上以高硅、高碱、高 TFeO/MgO 比值，高卤素（尤其是 F，0.05% ~1.7%）及低 Ca、Al（SiO_2 含量为 70% 时，$Na_2O + K_2O$ 为 7% ~11%，CaO <1.8%，TFeO/MgO 为 8 ~80）为特征。微量元素上，明显富集 REE（Eu 除外）、Zr、Nb 和 Ta 等高场强元素（HFSE），而 Sc、Cr、Co、Ni、Ba、Sr 和 Eu 等则含量较低。恒定的 Y/Nb 和 Yb/Ta 比值及高的 $10^4 \times Ga/Al$ 值（>2.6），是鉴别 A 型花岗岩的重要参数。

根据碱性暗色矿物类型，过碱质花岗岩类可以分为：钠闪石花岗岩、霓石花岗岩、钠铁闪石花岗岩、钠闪霓辉花岗岩、霓石钠闪花岗岩等。

过碱质花岗岩多为超熔线花岗岩，不含斜长石，少数为低熔线花岗岩，含 <20% 斜长石（钠－更长石）。**超熔线**（hypersolvus）花岗岩是指在低水压条件下，固相线温度高于出熔温度。随着温度的降低，一种长石将先结晶出来。当温度降低到两种长石的固溶体分界线，即**熔线**（solvus）时，富钠和富钾两个长石相才会同时出熔并形成条纹长石（图 9－10a）。**低熔线**（subsolvus）花岗岩是指在高水压（5×10^8Pa）条件下，固相线温度低至与熔线温度相交。随着温度的降低，当固相线与出熔线相交时，钠长石、钾长石同时直接结晶出来，并很快出熔形成正条纹和反条纹长石（图 9－10b）。研究表明，超熔线花岗岩形成于伸展构造环境，一般仅由碱性长石和石英两种矿物组成，其中碱性长石为条纹长石，它由近于等量的钾长石相和条纹状嵌晶钠长石相组成，并以缺乏单粒钠质斜长石（除作为条纹长石的一种成分外）为重要特征。暗色矿物富铁质或 Fe/Mg 比值高。非造山的超熔线花岗岩通常被认为是由 I 型花岗闪长岩－二长花岗岩源区部分熔融形成的。大多数造山花岗岩为低熔线型，低熔线岩石以钾长石和石英颗粒的不连续出现为特征。实验和野外研究表明，超熔线岩石一般由接近地表环境的相对干的（贫水）液相结晶形成，而低熔线长英质侵入岩一般由陆壳较深层位湿的液相结晶形成。然而，超熔线和低熔线花岗岩在同一非造山杂岩体中往往密切相关，如准铝质 A 型花岗岩常常既包含超熔线花岗岩又包含低熔线花岗岩。Tuttle & Bowen（1958）认为，低熔线花岗岩可能是由超熔线岩石在低温条件下重结晶形成的。一些脱水熔融实验则表明，A 型花岗岩的准铝质低熔线趋势可以通过变质的含角闪石且富 K_2O 的镁铁质堆积岩部分熔融形成。以埃及东部沙漠中含萤石的 A 型花岗质侵入体为例：组成侵入体的四种岩石类型可以分为后造山低熔线花岗岩和非造山超熔线花岗岩。两类花岗岩均富硅、碱，且贫镁、钙和钛，它们在主量、微量元素特征上较一致，所不同的是低熔线花岗岩相对超熔线花岗岩亏损 TiO_2、FeO、Ba、Sr 和 Zr，富集 Rb 和 Y。此外，通过稀土元素的配分型式也可以较容易地区分两种花岗岩。超熔线花岗岩的球粒陨石标准化的 REE 配分型式呈雁

列形分布，且以明显的负 Eu 异常和中－高的 LREE 含量为特征，而低熔线花岗岩则亏损 LREE 但较富集 HREE。

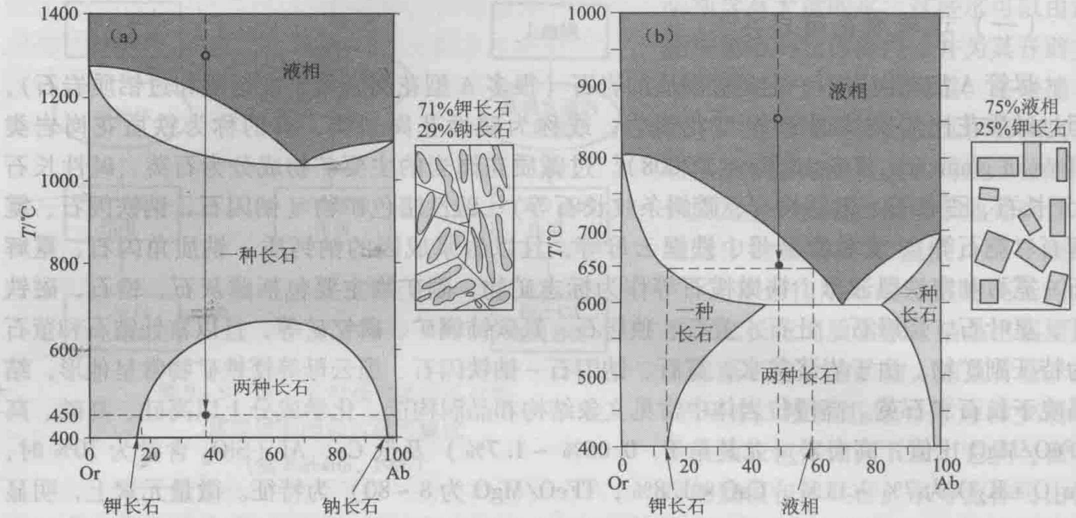


图 9－10　不同压力下，花岗岩中钾长石（Or）－钠长石（Ab）体系相图

（据 serc. carleton. edu）

（a）在 10^8 Pa 的低压条件下，超熔线花岗岩中 Or－Ab 体系相图（只有一种长石——右侧的小图表示，在 450℃时，条纹长石的组成）；（b）在 5×10^8 Pa 的高压条件下，低熔线花岗岩中 Or－Ab 体系相图（同时有两种长石共存）（右侧的小图表示，在 650℃时系统由 75% 的液相和 25% 的 Or 组成）

A 型花岗岩形成于伸展构造环境，可以分为非造山和造山后两种类型，而过碱质花岗岩多侵位于非造山环境。与造山后岩套相比，非造山的过碱质花岗岩 CaO 和 MgO 含量偏低，全碱含量较高（Rogers & Greenberg，1990）。随着时间的演化，岩石圈拉张的深度会愈来愈大，逐渐出现 SiO_2 不饱和的正长岩，直至出现岩浆碳酸岩。过碱质花岗岩类可以以环状杂岩体的形式产出，且多与火山岩伴生，显示出高定位、超浅成的特点，如出露在奥斯陆、马拉维、科西嘉等地的过碱质花岗岩。此外，该类花岗岩也常与基性岩甚至斜长岩和正长岩密切共生。如在四川峨眉山大火成岩省中出露的过碱质花岗岩（Shellnutt & Zhou，2007）就与产出巨大的岩浆型 Fe－Ti－V 氧化物矿床的层状镁铁质侵入体关系密切。过碱质花岗岩可能来自地幔岩浆的分异作用（洪大卫等，1995），这同其受深部线性构造控制、与镁铁质岩石共生的特点一致。除了幔源玄武岩浆的分异之外，长英质地壳的部分熔融以及分异的幔源岩浆和大陆壳的相互作用也被认为是形成过碱质花岗岩的方式（Eby，1990；Frost & Frost，2011）。我国的过碱质花岗岩分布广泛，如闽浙沿海一带（如魁歧、桃花岛、金门、瑶坑）、湖北随州、安徽花山、江苏东海、青岛崂山、内蒙古巴尔哲、黑龙江伊春、黑龙江碾子山、疆北乌伦古河、四川牦牛坪等地的过碱质花岗岩。

（二）过碱质长英质熔岩

过碱质长英质熔岩代表性岩石是**碱性流纹岩**（soda liparite），常含有碱性暗色矿物。因此，碱性流纹岩又称过碱质流纹岩，具斑状结构或无斑隐晶质结构，斑晶主要为钠长石、钠透长石、歪长石、双锥状石英和碱性铁镁矿物（霓石、霓辉石、钠闪石、钠铁闪石）。按照岩石中 Al_2O_3 和全铁 TFeO 的含量，过碱质流纹岩又可以分为**钠闪碱流岩**（comendite）和**碱流岩**（pantellerite）两种类型（Macdonald，1974）。与钠闪碱流岩（$Al_2O_3>1.33FeO+4.4$，

$w_B/\%$）相比，碱流岩富铁而贫铝（$Al_2O_3 < 1.33FeO + 4.4$，$w_B/\%$）。Bowden（1974）认为，大陆钠闪碱流岩是与过碱质花岗岩对应的岩石，是一种浅色、具斑状结构的过碱质流纹岩，含有石英、碱性长石、霓石、钠铁闪石或钠闪石和少量黑云母斑晶，且以碱性暗色矿物钠铁闪石为特征矿物。碱流岩以其最初发现于意大利的潘泰莱里亚岛而得名，我国的长白山天池就有碱流岩分布（刘若新等，1998）。通常颜色较深，呈绿色至黑色，斑晶常见有钠透长石、歪长石或钠长石，可见少量普通辉石或霓辉石，基质微晶可见霓石、钠闪石、钠钙闪石等。基质结构除钙碱性流纹岩中所见的类型之外，还有粗面结构和粗面－霏细结构。该类岩石是富碱岩浆演化到酸性端元晚期的产物（Nicholls & Carmichael，1969）。由于岩浆喷发到地表时粘度大，流动性差，往往堆积在火山口附近。因此，碱流岩可以作为确定火山口是否存在的重要标志之一。该类岩石化学成分一般 $SiO_2 > 68\%$，$CaO < 1\%$，$K_2O + Na_2O > 8\%$，$Na_2O > K_2O$。

过碱质流纹岩在世界范围内均有分布，常与碱长粗面岩、碱性玄武岩共生，产在大陆边缘活动带的拉张阶段和裂谷阶段，是岩浆后期分异作用的产物。甚至在一些情况下，从碱性玄武岩和橄长玄武岩经橄榄粗安岩和歪长粗面岩到过碱质流纹岩均可出现（Nelson & Hegre，1990）。在大陆板内环境下产出的过碱质熔岩，通常受裂谷作用的影响（Villari，1974；Barberi et al.，1975；McDonald，1974；Trua et al.，1999）。此外，该类岩石还普遍存在于局部伸展地区，部分岩石甚至出现在板块汇聚边缘及洋岛的碱性系列岩石中，可能与岩浆后期分异作用有关（Macdonald，1974；Mahood，1984）。

五、岩石包体及相关岩石

岩石**包体**（enclave），即被包在花岗岩类岩体中的岩石碎块，是长英质侵入岩的一个重要特征。有关岩石包体的认识和研究，经历了很长的历史，但只是最近30年里，才引起了学术界的广泛关注。法国学者 Didier et al.（1982）曾将包体分为捕虏体、富云包体和微粒包体三类；Wall et al.（1987）将其划分为捕虏体、岩浆混合产物、同源堆积岩和残余体四种类型；王德滋等（1991）则将其分为捕虏体、残影体、残留体、淬冷包体、不混溶包体和残浆包体等七类。依据包体与寄主岩间的关系，马昌前等（1994）提出了如下的分类（表9－5）：

表9－5　花岗岩类中岩石包体成因分类

大类	浅源捕虏体	继承包体（深源捕虏体）	同生包体						
亚类	捕虏体		残余体	混染包体	混成包体	堆积包体	残浆包体	不混溶包体	冷凝边包体
形成方式	岩体定位时通过顶蚀、火山口沉陷方式捕获的围岩碎块	主岩浆分凝、上升过程中捕获的深部岩石碎块	产生原地或异地花岗质熔体后的耐熔固态残余	进入酸性岩浆中的基性岩浆被分割、淬冷产物	酸性与基性岩浆混合淬冷而成	寄主岩浆分异、堆积产物	早侵入岩浆结晶残液冷凝产物	寄主岩浆液态不混溶而成	早侵入的同源岩浆冷凝边被后侵位岩浆冲碎而成
岩石类型	主要出现于与围岩对应的变质岩和变沉积岩中，与主岩浆相互作用后可发生成分变化	① 主要为变质岩；② 围岩中无对应的岩石，棱角多已圆化	以富云包体为代表，具耐熔矿物组合	辉长岩、辉绿岩等，依主岩暗色矿物不同，辉石可被角闪石、黑云母取代	中性－中酸性岩	矿物组合为主岩浆早结晶矿物，如斜长岩、辉长岩、辉石岩等	如石英岩、正长岩、花岗岩等	成分比寄主岩偏基性，但同种矿物化学成分相似	与早侵入岩成分一致或相近

续表

大类	浅源捕虏体	继承包体（深源捕虏体）	同生包体						
亚类	捕虏体		残余体	混杂包体	混成包体	堆积包体	残浆包体	不混溶包体	冷凝边包体
岩石特征	变晶结构、变余结构、交代结构，环带状构造	变晶结构，叶理状或块状构造	变晶结构，叶理状构造，亏损碱和高场强元素	除堆积包体粒度可略粗外，多数为细粒－微粒火成结构。多数具针状磷灰石。受区域构造影响，与寄主岩浆相互作用或岩体侵位力作用后可出现变质岩结构构造和环带状构造。不混溶包体富 P、Ti、Mg、Mn、Fa、REE、Ta、Nb、Ca、Cr、Zr、Sr、Ba 等，寄主岩富 Cs、K、Na 和 Al 等					
成因意义	① 大量出现时，是主岩体被动侵位的标志；② 据其成分变化，可阐明同化混染作用特征	① 标志深部组成特点、变质条件等；② 如为主岩浆源岩，可计算酸性岩浆形成时的熔融程度	模拟岩浆起源过程	① 模拟岩浆演化过程；② 分析岩体形成顺序；③ 作为应变测量标志体，确定岩体侵位机制及与区域构造关系；④ 带状包体成分变化，可估算扩散速率和冷凝速率；⑤ 变形弱的包体形态和排列方式，能反映包体上迁移距离、对流状态和岩浆的流变学性质；⑥ 个体最大者，可计算岩浆上升速度					

（据马昌前等，1994）

1. 浅源捕虏体（epixenolith）

浅源捕虏体简称**捕虏体**（xenolith），是指花岗岩体侵位时捕获的围岩碎块。主要为各种变质岩或变沉积岩（图 9－11d），具变晶结构或变余结构构造，有的与寄主岩浆相互作用后可发生成分变化，而形成各种交代结构和带状构造。多呈棱角状，围岩中有对应的岩石。多分布于岩体边部或顶部。

2. 深源捕虏体（hypoxenolith）

深源捕虏体或称为**继承包体**（inherited enclave），是寄主岩浆在分凝、上升过程中捕获的地壳深部先成岩石的碎块。围岩中找不到对应的岩石，主要为各种变质岩，常具变晶结构，叶理状或块状构造。可包括花岗岩源区的岩石。

3. 同生包体（syngenetic enclave）

同生包体是寄主岩浆起源、演化、侵位、结晶过程新形成的，与寄主岩有成因联系。进一步可分为 7 个亚类：

◎残余体（restite）：为产生花岗质熔体后的耐熔固态物质，以富云包体为代表。

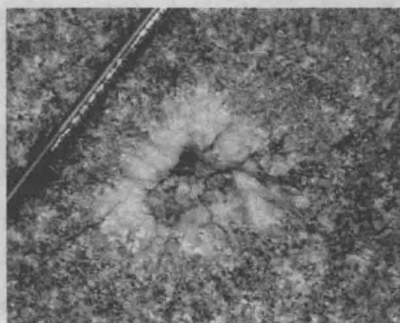
◎混杂包体（mingled enclave）：是侵位于酸性岩浆房中的少量基性岩浆被分割、冷凝产物，由于两种岩浆之间的不平衡，包体边部会有混合－反应带出现（图 9－11b）。

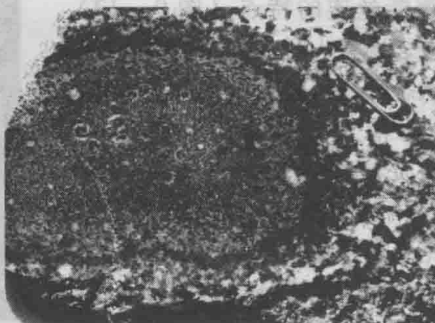
◎混成包体（mixed enclave）：是酸性与基性岩浆混合、淬冷而成的中性、中酸性成分的岩块。一般为微粒－细粒结构（图 9－11c），发育针状磷灰石，斜长石较自形，可见环带及不平衡的矿物组合。有时见花岗岩中的钾长石巨晶也出现在包体内，甚至镶嵌在包体与寄主岩的交界处。

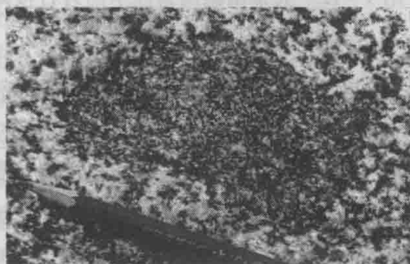
◎堆积包体（cumulate enclave）：是寄主岩浆的近液相线矿物分异、堆积产物，以富含早结晶矿物相为特征，堆晶之间可出现含量不等的石英和长石。矿物较自形，可见流动组构。

◎残浆包体（derivative magma enclave）：主要为长英质成分（图 9－11a），是早侵入岩浆结晶残液冷凝后在后侵入岩浆侵位时破碎而成的。

◎不混溶包体（immiscible enclave）：是主花岗岩浆液态不混溶而成的较基性的岩浆团（滴）淬冷产物。一般呈浑圆状，个体细小，具微粒－细粒火成结构，包体与寄主岩中同种


（a）残浆包体


（b）混杂包体


（c）混成包体

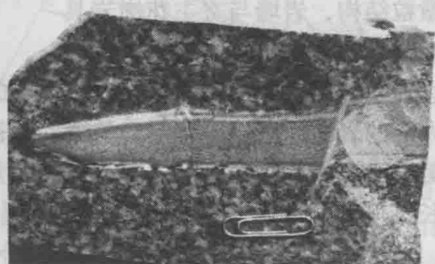

（d）捕虏体

图 9－11　花岗岩中的包体

矿物有相似的成分。

◎冷凝边包体（chilled border enclave）：为早侵入的同源岩浆冷凝边被后侵位岩浆冲碎而成。

岩浆成因的包体在准铝质花岗岩中较为普遍，而在过铝质和过碱性花岗岩中一般分布较少。例如，在周口店岩体中，就存在混成包体（石英二长质包体、微粒闪长质包体）、混杂包体（角闪石岩包体）和残余体（富云包体）（马昌前等，1992）。在德国和捷克交界的 Kässeine 淡色花岗岩中就含有五种包体：① 角闪岩——含铝硅酸盐矿物的富云包体——围岩捕虏体；② 含斜方辉石富云包体——源区残余体；③ 片麻岩包体——源区附近的副片麻岩碎块；④ 火成结构的浅色微粒包体——未知的花岗岩物质碎块；⑤ 富黑云母石榴子石微粒包体——来自花岗岩源区物质（Schödlbauer et al.，1997）。

实际上，岩浆混合作用有大量的地质和岩石学证据，而其中最重要的证据是淬冷的混成包体。该类包体颜色一般较寄主岩深，主要岩石类型包括闪长岩、二长闪长岩等，它是镁铁质岩浆注入长英质岩浆后由于温度的显著降低而发生的一种现象。包体常具细粒半自形粒状结构、嵌晶结构、巨斑结构、斜长石或暗色矿物的环带结构。细粒半自形粒状结构是典型的岩浆结构，表明形成包体的岩浆具快速冷却的特点；嵌晶结构是由早期快速结晶的较自形的暗色矿物、斜长石、磷灰石等被较晚且慢速结晶的长石、石英、黑云母包裹形成的，其中常见磷灰石呈细小的针状，也表明了早期岩浆快速冷却的特点；巨斑结构在包体中较常见，通常钾长石大斑晶在包体和寄主岩石中均能见到，且常跨越二者的界线，它是寄主花岗岩早期结晶的产物，而在包体中钾长石巨晶的边缘通常还可见到包体早期形成的细小矿物的镶边。此外，在包体中有时也可见到熔蚀且呈不规则眼球状的石英边部被细粒暗色矿物或斜长石等环绕，构成镶边结构。

与包体形成相关的另一个重要的地质现象是**同侵入岩墙**（synplutonic dyke）。表现为，在花岗岩体中，镁铁质岩墙被花岗岩分割为无数的小段，但从宏观上仍显示出了岩墙的形

态，具有藕断丝连的特点（图 9－12）。这表明，在岩墙侵入时，寄主花岗岩体仍处于流动状态，花岗岩冷凝产生的裂隙就被镁铁质岩浆灌入，而花岗质岩浆的流动又导致镁铁质岩墙被分割。因而，同侵入岩墙表明有两种性质不同的岩浆同时存在。如果花岗岩浆进一步发生对流，这些藕断丝连的岩墙就会被分割为大小不等的包体而失去岩墙的宏观形态。同侵入岩墙一般具有微粒结构，岩墙与寄主花岗岩具有平衡的矿物组合。由于花岗岩体内部的活动性比边部强，因此，侵位在花岗岩体边部的岩墙形态较为完整，而侵位在仍具活动性的花岗岩体内部的岩墙，则会随着主岩的流动而被分割、分解甚至发生两种岩浆的完全混合。在秘鲁、美国西部的花岗岩体中，同深成岩墙常见。同侵入岩墙的研究对于理解岩浆房动力学（包括长英质和镁铁质岩浆之间的反应、混合作用，岩浆房晚期热量恢复，火成岩的化学多样性，地球动力学过程和演化的地幔成分）（Wiebe et al.，2004；Barnes et al. 2002；Barbarin，2005）及超级大陆的演化历史具有重要作用。



图 9－12　大别山梅川岩体中向岩石包体转变中的同侵入镁铁质岩墙

此外，很多花岗岩体还伴随了**富闪深成岩**（appinites）的产出。这种镁铁质和长英质的岩石组合最早发现于苏格兰的 Appin 地区（Bailey & Maufe，1916）。富闪深成岩往往呈小的岩床、岩墙或小岩株产于花岗闪长岩体四周，其产状和分布受围岩中断层、节理系统和褶皱轴面控制。最著名的例子是爱尔兰多内加尔侵入岩带西南 Ardara 岩体周围的富闪深成岩（Pitcher，1993）。富闪深成岩富含角闪石，成分上相当于煌斑岩中的正煌岩和斜闪煌斑岩（见第十一章），即斑晶为绿色或褐色的自形角闪石，基质由斜长石、钾长石等组成，但岩石的结构和矿物含量变化大，代表性岩石是**橄榄二长岩**（kentallenite）、**角闪橄榄岩**（cortlandtite）和**角闪石岩**（hornblendite），晚期会出现花岗闪长岩和淡色英云闪长岩岩席或岩脉。在 Ardara 岩体中，镁铁质包体的矿物成分和结构特征变化很大，但其特点完全与岩体周围富闪深成岩相对应。研究表明，富闪深成岩岩浆是在高水压和流体化条件下结晶的，晚期还出现硫化物和碳酸盐组分，表明了挥发分组成的复杂性。因此，富闪深成岩的出现，代表了饱和水的幔源岩浆的存在。这种岩浆可能是由于大洋俯冲板片脱水引起的含金云母的角闪石橄榄岩重熔或流体交代的软流圈地幔部分熔融的产物。

六、岩石成因、地壳演化和构造环境

（一）花岗岩类成因概述

花岗岩类的成因涉及花岗岩类岩浆的起源（物源与热源）、演化和结晶（是否包括岩浆混合、围岩混染等）等方面的过程，与形成的构造环境有关。历史上曾出现过“岩浆派”与“变成派”之争，即认为有岩浆成因与交代成因两类花岗岩。岩浆花岗岩是指岩浆经历了从源区分凝、上升迁移到异地就位的过程，最后才冷凝结晶形成的花岗岩。交代花岗岩是指基本上在固态的情况下由交代作用转变而成的花岗岩。由于认为这种交代成因的花岗岩多半是在原地形成的，没有空间上的位移，因此称为原地花岗岩。Tuttle & Bowen（1958）完成的 Q－Ab－Or－H_2O 实验相平衡（图 9－13）为解决这一争辩奠定了基础。图 9－13 中 H 点的左下侧以曲线勾画的范围为自然界花岗岩的极大值，其位于该相图的最低点附近，表明

花岗岩的形成受熔体－矿物相平衡制约，大多数花岗岩的形成必然与岩浆有成生联系，而用交代作用无法解释其特征。目前，已普遍接受花岗岩体几乎都是岩浆成因的。Winkler & Hansen (1969) 以硬砂岩为原料的熔融实验表明，大陆地壳物质部分熔融可以产生花岗质岩浆，且花岗质岩浆的形成是一个渐进的过程，即当温度升高到源区岩石发生部分熔融的临界温度时，其易熔组分就会进入熔浆中，随着温度的升高，相对难熔的组分就会相继进入熔浆，而熔体的比例也会随之增加。这种花岗岩的**地壳深熔论**（crustal anatexis, Wyllie, 1977），是目前学术界讨论花岗岩成因的基础所在。

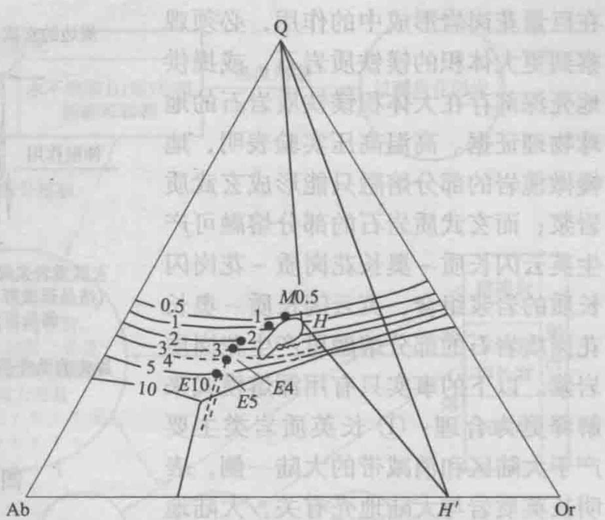


图 9－13　Q－Ab－Or－H_2O 系统相图

（据 Tuttle et al.，Luth et al.；转引自邓晋福，1987）

图中数字代表水压力值，单位为 10^8 Pa。图中 $QH'H$ 三角形描绘了 1×10^8 Pa 时液相 H 析出的初相成分，M 点和 E 点为等压最低点和共结点。随着水压升高，同结线和最低点、共结点和共结线逐渐远离石英（Q）顶端，同时向钠长石（Ab）顶端移动

1. 物质来源

长英质岩类的岩浆源区主要有三种：① 壳源（大陆壳和大洋板片）；② 幔源（为幔源岩浆分异形成或新生的地壳物质重熔产生）；③ 壳源和幔源岩浆的混合源。通常情况下，地幔岩石的部分熔融不能产生长英质岩浆，长英质岩浆都是先形成玄武质岩浆或玄武岩后间接产生的。例如，蛇绿岩套等大洋岩石中少量出现的大洋斜长花岗岩，尽管不能排除是幔源镁铁质岩浆分异的产物，但更多的研究表明，由镁铁质岩重熔产生的可能性更大（如辉长岩的脱水部分熔融）。

近年来，以 Sr－Nd 同位素为主体的同位素示踪为认识长英质岩石的成因类型、分析物质来源与演化机理提供了有效工具。统计资料表明，地壳中古老花岗岩类（>20 亿年）的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值多在 0 附近变化，年轻花岗岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值绝大多数都小于 0。不同源区的花岗岩中，幔源（新生地壳物质重熔或幔源岩浆分异）花岗岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 一般为正值（如兴蒙造山带古生代－中生代花岗岩）；壳源的花岗岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值一般为负值，通常 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值偏离零值的程度愈大，表明岩石中地壳古老物质组分的贡献愈多。据全球 500 个花岗岩资料统计，不同源区的花岗岩锶同位素的初始比（$^{87}Sr/^{86}Sr$)$_i$ 不同。由于现代大洋玄武岩的（$^{87}Sr/^{86}Sr$)$_i$ 为 0.702～0.706，代表岩浆来自上地幔源区，没有或很少受到地壳锶的混染；大陆地壳的（$^{87}Sr/^{86}Sr$)$_i$ 平均为 0.719。因此，花岗岩的（$^{87}Sr/^{86}Sr$)$_i$ 大于 0.719 应是壳源的。（$^{87}Sr/^{86}Sr$)$_i$ 在 0.706～0.719 之间的花岗岩应主要来源于地壳，但受到了一定程度的幔源物质的混染。

2. 部分熔融和深熔作用机理

大量的证据表明，大部分长英质岩浆是由地壳岩石的深熔作用产生的。**深熔作用**（anatexis）概念的提出已有近百年的历史，但长期以来，人们对引起深熔作用的原因仍争论不休。争论的焦点主要是引起深熔作用的热源。近 10 多年来的研究表明，与许多长英质岩类形成相关的深熔作用，是软流圈或上地幔上涌引起底侵作用及壳幔相互作用带来的加热的结果（图 9－14），有些也联系到伸展环境下的降压熔融；而俯冲带的岩浆产生，还与挥发分的加入有关。不过，根据热模拟计算，在底侵岩浆加热导致下地壳熔融的情况下，产生一份花岗岩至少需要 1～3 份底侵的玄武岩浆（马昌前，2003）。因此，要证明岩浆底侵作用

在巨量花岗岩形成中的作用，必须观察到更大体积的镁铁质岩石，或提供地壳深部存在大体积镁铁质岩石的地球物理证据。高温高压实验表明，地幔橄榄岩的部分熔融只能形成玄武质岩浆；而玄武质岩石的部分熔融可产生英云闪长质－奥长花岗质－花岗闪长质的岩浆组合，英云闪长质－奥长花岗质岩石的部分熔融可产生花岗质岩浆。以下的事实只有用深熔模式来解释更为合理：① 长英质岩类主要产于大陆区和消减带的大陆一侧，表明长英质岩与大陆地壳有关，大陆地壳是大部分长英质岩石的物质源区；② 化学成分和矿物成分的模拟计算及地壳岩石的熔融实验都表明，由地壳岩石的深熔作用可形成长英质岩浆；③ 在高级变质地体尤其是含角闪石和云母的变质地体中，常见透镜状、豆荚状的花岗质脉体，表明有局部的深熔作用发生。

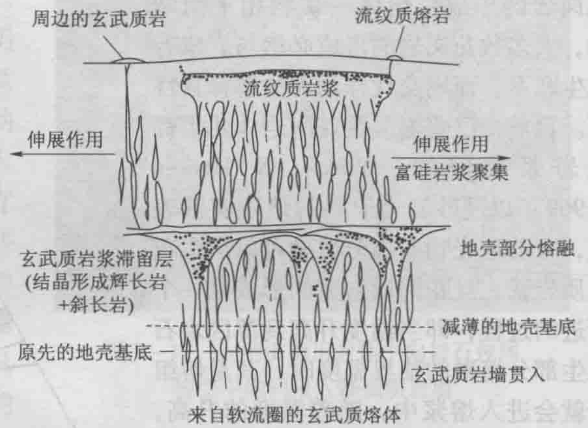


图 9－14　流纹岩的地壳深熔模式图

（据 Hildreth，1981）

3. 岩浆分异演化

结晶分异作用（分离结晶作用）是指结晶相和熔体相之间分离的过程（详见第十二章），主要包括重力分异、流动分异、压滤作用和熔体对流分异等多种分异机制。研究表明，镁铁质岩石部分熔融或镁铁质岩浆分离结晶产生的花岗岩很少。从体积上看，作为母岩浆或源岩的镁铁质物质应当比花岗岩浆大 10 倍（马昌前，2003），但在露头上，很少发现有对应比例的镁铁质岩石产出。由于玄武质岩浆难以分异出规模宏大的花岗质岩浆，因而幔源镁铁质岩浆分异形成的花岗质岩浆不占主体。与玄武岩不同，花岗质岩浆在很大程度上表现为晶粥体，其发生分离结晶作用的可能性较低，因而部分学者反对花岗岩的分离结晶作用模型（Reid et al.，1993）。一些学者提出过热重力扩散导致镁铁质岩浆产生带状岩浆房的模型（Hildreth，1981）），即一方面岩浆中的挥发分在重力的驱动下会向岩浆房顶部扩散，在岩浆房顶部富集，伴随元素的重新分布，在岩浆房顶部形成高 SiO_2 的流纹质岩浆层；另一方面由于岩浆房中存在的温度梯度可使岩浆房重力失稳，产生对流，使下部未经分异的高温岩浆向上迁移，加速扩散分异作用的进行，最后形成基性程度不同（由上向下增加）的层状岩浆房。然而，由玄武质岩浆分异形成长英质岩浆的方式即使存在，所形成的长英质岩石的规模也是非常有限的。

此外，岩浆混合、围岩混染对长英质岩浆（石）的形成也可能发挥一定的作用（详见第十二章）。图 9－15 展示了自然界形成花岗岩的主要方式。

（二）花岗岩与地壳演化

由于花岗岩是大陆地壳的重要组成部分，因而花岗岩的成因与大陆地壳的形成演化存在密切的联系。从地球演化的理论出发，地壳是从地幔中分异而来的，这一前提指示初始的大陆地壳是玄武质成分的，但现今大陆地壳的成分却是长英质的，这就要求早期形成的地壳必须发生分异而使部分镁铁质的物质再循环进入地幔。目前，对这一地球化学之谜的最佳解释是**拆沉作用**（delamination）模型。在造山带，由于板块的汇聚作用而使地壳明显加厚，深部地壳的岩石转变成榴辉岩，而高密度的榴辉岩由于重力不稳，就会返回到地幔之中，称为

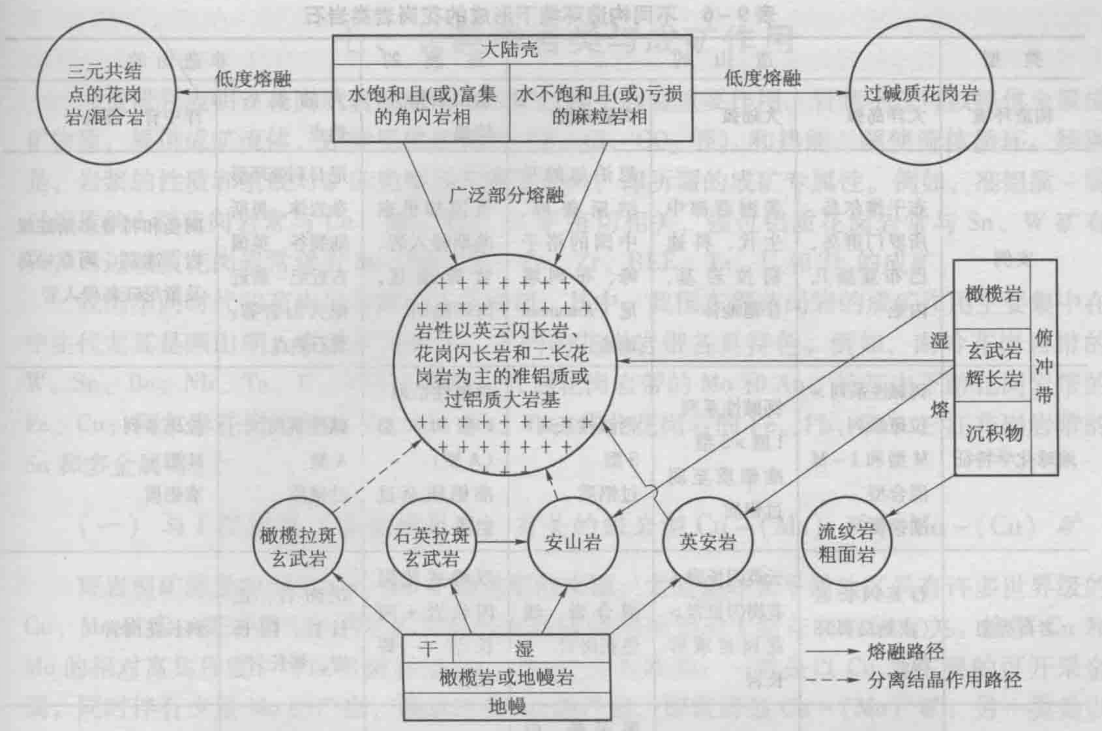


图 9－15　花岗岩产生过程示意图

（据 Clarke，1992，有修改）

拆沉作用。因此，造山作用晚期造山带的垮塌或拆沉作用可能是导致地壳发生成分变化的最重要时期，也是花岗岩形成的最重要的构造背景（Wu et al.，2006）。近年来，对东哈萨克斯坦，俄罗斯阿尔泰，新疆阿尔泰、天山，蒙古，中国东北地区，俄罗斯远东滨海区等地花岗岩 Sm-Nd 同位素研究发现，与世界上一般的显生宙地壳来源且具有负 ε_{Nd} 值的花岗岩不同，兴蒙造山带及中亚造山带古生代－中生代花岗岩普遍具有正 ε_{Nd} 值，因此它们应当主要来源于幔源物质或新生的年轻地壳。这一事实表明，中亚地区显生宙曾发生过大规模的地壳生长，这对大陆地壳生长主要发生于早前寒武纪的传统观点提出了挑战。

（三）构造环境

花岗岩形成的构造环境一直是地质界非常关心的问题。自 20 世纪 80 年代，人们开始对花岗岩构造环境的判别进行了尝试。1979 年 Pithcher 指出花岗岩与构造环境的成因联系，划分出安第斯型、海西型与阿尔卑斯型三种类型，开创了花岗岩与构造环境关系研究之先河。Pearce et al.（1984）系统地讨论了花岗岩与其形成的构造环境问题，提出了被广泛应用的花岗岩构造环境判别图（如 Nb－Y、Ta－Yb、Rb－（Yb＋Ta）和 Rb－（Y＋Nb）图），而 Babarin（1999）则进一步发展了花岗岩构造环境判别。

要指出的是，目前对花岗岩构造环境的地球化学判别方法，存在很大的不确定性。这主要是由于花岗岩的化学成分取决于其源岩的矿物组成和化学成分、熔融时的物理化学条件（包括温度、压力和挥发分）及其后岩浆的演化（如分离结晶作用、岩浆混合作用、同化混染作用等）。因此，花岗岩的化学成分与构造背景之间并不存在简单的对应关系，需要综合各种地质资料，相互印证，才可能得出正确的结论。表 9－6 系统概括了花岗岩类型与构造环境之间可供参考的关系。

表9-6 不同构造环境下形成的花岗岩类岩石

类型	造山的			过渡的	非造山的	
构造环境	大洋岛弧	大陆弧	大陆碰撞	造山后抬升/垮塌	大陆裂谷、热点	洋中脊、洋岛
实例	布干维尔岛、所罗门群岛、巴布亚新几内亚	美洲西部中生代、科迪勒拉岩基、甘德地体	尼泊尔的马纳斯鲁峰、中国的洛子峰、布列塔尼 Amoncan 地块	英国加里东晚期侵入岩、盆岭地区，海西晚期	尼日利亚环形杂岩体、奥斯陆裂谷、英国古近纪-新近纪火山岩省、黄石热点	阿曼和特鲁多斯蛇绿岩、冰岛、阿森松岛及留尼旺岛侵入岩
地球化学特征	钙碱性系列>拉斑系列 M型和I-M混合型 准铝质	钙碱性系列 I型>S型 准铝质至弱过铝质	钙碱性系列 S型 过铝质	钙碱性系列 I型和S型(A型) 准铝质至过铝质	碱性系列 A型 过碱质	拉斑系列 M型 准铝质
岩石类型	石英闪长岩(成熟岛弧环境)	云英闪长岩+花岗闪长岩>花岗岩或辉长岩	混合岩、浅色花岗岩	双峰式花岗闪长岩+闪长岩-辉长岩	花岗岩、正长岩、闪长岩、辉长岩	斜长花岗岩
副矿物	普通角闪石>黑云母	普通角闪石、黑云母	黑云母、白云母、普通角闪石、石榴子石、铝硅酸盐、堇青石	普通角闪石>黑云母	铁橄榄石、霓辉石、霓石、钠闪石、黑云母	普通角闪石
伴生火山作用	岛弧玄武岩-安山岩	大量安山岩和英安岩	多数情况缺失	玄武岩和流纹岩	碱性熔岩、凝灰岩、火山口充填物	MORB OIB
分类 Babarin (1990)	T_{IA} 拉斑岛弧类型	H_{CA} 混染钙碱性类型	$C_{ST}C_{CA}C_{CI}$ 大陆类型	H_{LO} 混染晚造山类型	A 碱性类型	T_{OR} 拉斑洋中脊类型
Pearce et al. (1984)	VAG 火山弧花岗岩		COLG 碰撞型花岗岩		WPG和ORG 板块内部及洋中脊花岗岩	
Maniar & Piccoli (1989)	IAG 岛弧花岗岩	CAG 大陆弧花岗岩	CCG 大陆碰撞花岗岩	POG 造山后花岗岩	RRG CEUG 裂解和夭折或热点	OP 大洋斜长花岗岩
起源	幔源镁铁质底侵物质的部分熔融	幔源镁铁质底侵体的部分熔融及地壳物质参与	循环地壳物质的部分熔融	下地壳的部分熔融+部分地幔和中地壳物质参与	地幔和(或)下地壳的部分熔融(无水)或幔源岩浆分离结晶	地幔的部分熔融和幔源岩浆分离结晶
熔融机制	俯冲能量：① 俯冲板块产生流体和可溶物进入楔状体；② 楔状体熔融并向上传递热量		构造加厚及地壳的放射性加热	陆壳加热机地幔加热(由于软流圈和岩浆上升)	热点和(或)地幔绝热上升	

(据 Pitcher，1983，1993；Barbarin，1999 修改)

七、长英质岩类与成矿作用

大量研究表明，花岗质岩浆活动在成矿过程中起着重要作用。岩浆不仅可以提供金属成矿物质，提供成矿流体，还能提供矿化剂（S、Cl、CO_2 等）和热能，驱使流体循环。特别是，岩浆的性质和组成对矿床类型具有重要影响，即所谓的成矿专属性。例如，准铝质 - 弱过铝质的 I 型花岗岩常与 Cu、Mo、Pb、Zn 矿密切相关，强过铝质花岗岩常与 Sn、W 矿有关，而过碱质花岗岩常伴有 Sn、Nb、W、Zn、Zr、REE、Ta、U 和 Th 的成矿。

我国不同时代的花岗岩与成矿关系密切。其中，我国东部花岗岩的成矿作用主要集中在中生代尤其是燕山期。在成矿类型上，不同的花岗岩带各具特色。例如，南岭花岗岩带的 W、Sn、Be、Nb、Ta、U、REE；秦岭 - 大别花岗岩带的 Mo 和 Au；长江中下游花岗岩带的 Fe、Cu；阿尔泰花岗岩带的 Li、Be、Nb、Ta；华北花岗岩的 Fe、Pb、Zn；三江花岗岩带的 Sn 和多金属等。

（一）与 I 型岩浆（准铝质岩浆）有关的斑岩型 Cu -（Mo）矿和 Mo -（Cu）矿

斑岩型矿床是世界上 Cu、Mo 矿最重要的来源，尤其是环太平洋地区具有许多世界级的 Cu、Mo 矿床。斑岩型 Cu - Mo 矿主要与氧化环境的准铝质 I 型花岗岩浆有关。按照 Cu 和 Mo 的相对富集程度，可以将斑岩型 Cu - Mo 矿分为两类：一类是以 Cu 为主要的可开采金属，同时伴有少量 Mo 的产出，偶尔还有 Au 的产出，即斑岩型 Cu -（Mo）矿；另一类是以 Mo 为主要的可开采金属，同时伴有少量 Cu 的产出，有时也有少量 W 的产出，即斑岩型 Mo -（Cu）矿。

斑岩型成矿作用与侵入岩岩浆热液流体的循环作用有关。与斑岩型 Cu -（Mo）矿有关的岩体，岩浆中水的初始含量低（缺水条件下角闪石脱水熔融的产物），侵位深度浅（图 9 - 16①）。对于花岗质熔体而言，Cu 属于相容元素（晶体/熔体分配系数 = 2，Cu 进入到硫化物相和黑云母中），但 Cu 在富 Cl 挥发分与熔体之间的分配系数很大（约 9）。由于水饱和之前岩浆结晶少，由岩浆带来的 Cu 不会大量被早结晶的晶体所捕获。当挥发分沸腾时，含高浓度 Cl 的蒸气相就会把大量的 Cu 从硅酸盐熔体中移出，导致 Cu 在挥发分中富集。与 Cu 元素不同，Mo 在花岗质熔体中是一种不相容元素（晶体/熔体分配系数 < 1），当熔体结晶时，Mo 就会保留在熔体中。一旦水达到饱和，Mo 将会进入流体相中。由于 Mo 在挥发分/熔体中的分配系数相对较小（约 2.5）且不受 Cl 的丰度影响，故这种流体相中 Mo 不会具有很高的丰度。因此，在这种情况下，I 型高位花岗闪长质岩浆将析出一种富含 Cu 但 Mo 含量中等的含水流体相，并形成典型的斑岩型 Cu -（Mo）矿（图 9 - 16①）。

Mo -（Cu）斑岩型矿床的形成则有所不同。与这种矿床有关的岩浆，其初始的含水量要稍高一些（缺水条件下黑云母脱水熔融的产物），岩体侵位深度稍大（如图 9 - 16②所示）。侵位较深的岩体，在水饱和之前，岩浆会发生一定的结晶作用，Cu 会进入到早结晶的矿物中。因此，早结晶形成的侵入体的边缘带，就是含 Cu 的异常带。由于前期 Cu 已经分散到矿物中，当挥发分达到饱和时，就不会有大量的 Cu 进入到含水流体相中，因而，不利于 Cu 的富集成矿。另一方面，Mo 是不相容元素，随着岩浆结晶，Mo 的浓度将在残余熔体中不断增加。一旦流体相达到了饱和，Mo 就会富集并进入到流体相中。因此，这样的矿床，通常外围具有 Cu 异常，而中间富集 Mo 元素。

（二）与 S 型（过铝质）岩浆有关的 W（Mo）- Sn 矿

斑岩型 W 矿的产生与高分异的深成过铝质花岗岩有关。由变沉积岩发生深熔作用形成的

过铝质花岗岩浆，相对富水，岩浆上升能力弱，侵位深度大，氧逸度低。在还原条件下，W是花岗质岩浆的不相容元素，随着岩浆结晶，W在残余熔体中的浓度就会升高。在还原条件下，Mo却是相对相容的元素，因而残余熔体中Mo的丰度会降低。当含水流体相析出时，W进一步富集，形成外围有Mo异常，中间富W的W-(Mo)矿床（图9-16③）。

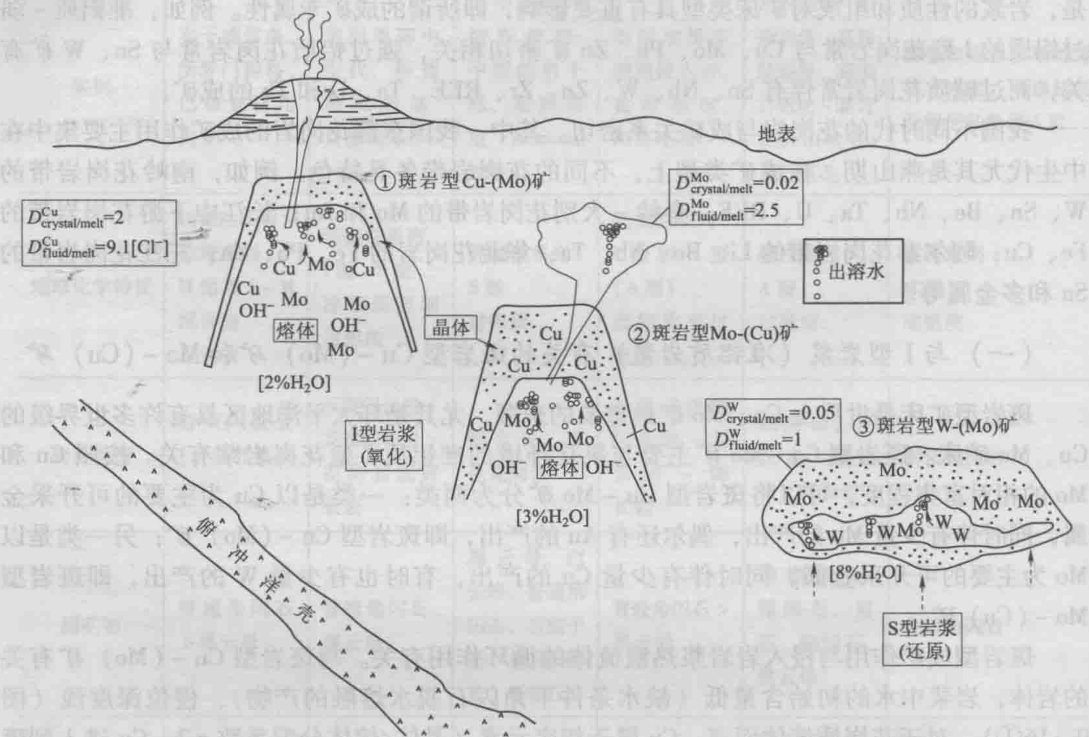


图9-16 斑岩型Cu、Mo、W矿成因模型

（据Candela & Holland，1984，1986；Strong，1988；Candela，1992模型修改）

大量研究表明，过铝质花岗岩通常与亲石型的Sn-W-U矿床有关。主要的成矿方式包括：① Sn-W-Mo-Nb-Ta-F-B-P-Li云英岩型；② 带状细晶岩-伟晶岩型（Be-B-Li-P）；③ 碎屑岩筒型（Sn、B）；④ 含多金属矿的席状脉岩型；⑤ 矽卡岩型（Sn、As、W、Au、Pb、Zn）。

（三）与过碱质花岗岩有关的矿床

与过碱质花岗岩有关的矿床包括Nb、Ta、REE、Zr、Be，以及Li、Rb、Cs、U、Th、Hf及冰晶石等，是重要的稀有金属矿床类型。该类矿床常与多种稀有金属伴生，品位富，规模大。据H. A. 索罗多夫（1985）统计，世界上10%的Nb、26%的Ta和34%的钇族稀土资源来自过碱质花岗岩矿床。

按照含矿岩石中稀有稀土矿化的主矿种（Nb、REE）与标型暗色矿物之间的关系，大致可将碱性或过碱质花岗岩矿床分为3类：① 含Nb（Sn）黑云母花岗岩矿床；② 含Nb-HREE钠铁闪石-钠闪石花岗岩矿床；③ 含LREE霓石花岗岩矿床。在所有含稀有稀土碱性-过碱质花岗岩杂岩体中，一般都有独立的黑云母花岗岩体发育，然而仅少数岩体有高含量的Nb、Ta，且矿床主要赋存于岩株的内接触带。含Nb-HREE钠铁闪石-钠闪石花岗岩矿床分布较广，是过碱质花岗岩型矿中最重要的类型。典型的大型矿床有：加拿大怪湖（Strange Lake）含Nb、HREE、Zr、Be钠铁闪石花岗岩矿床，沙特阿拉伯Ghurayyah含Nb、

Y、Zr 钠质角闪石花岗岩矿床等。我国内蒙古“801”矿床、四川茨达含褐钇铌矿花岗岩矿床也是该类型矿床的典型实例。含 LREE 霓石花岗岩矿床目前发现不多，我国四川的牦牛坪过碱质花岗岩中发现了仅次于白云鄂博矿床的第二大内生稀土矿床。

思 考 题

1. 英云闪长岩在矿物组合上与花岗闪长岩及石英闪长岩有何差异？
2. 比较花岗岩、花岗斑岩、石英斑岩以及流纹岩的异同点？
3. 碱长花岗岩与文献中常出现的碱性花岗岩是否为同一岩性？
4. 试总结 I 型、S 型以及 A 型花岗岩是如何划分的，并思考这些划分存在的问题。
5. 斜长石、钾长石和石英的 A/CNK 是多少？根据计算，并参考表 9－2，讨论花岗岩类的 A/CNK 和 A/NK 值的大小主要受哪些矿物的影响。
6. 幔源岩浆与花岗岩的形成有什么样的关系？
7. 阅读文献，试总结花岗岩可能有哪些成因机制，并找出国内外的典型实例。
8. 如何理解花岗岩的成矿专属性？

第十章 火山碎屑岩类

第二章曾介绍了火山喷发的两种方式：一种是溢流方式，主要是一些低粘度、低挥发分的岩浆（如基性岩浆）以熔体形式溢出火山口，这种喷发方式形成的火山岩称为（火山）熔岩。高粘度的酸性岩浆在火山喷发的晚期，由于岩浆房中的挥发分大量逃逸以后而侵出地表，也可形成熔岩。另一种火山喷发的方式为爆发式喷发，主要是一些高粘度、高挥发分含量的酸性岩浆，在岩浆房顶部或火山通道中上升时，由于快速降压，挥发组分出溶、膨胀，使岩浆中气泡体积不断增加，直至熔体成为被气体分割的碎屑流而喷发出地表，这种喷发方式形成的火山岩被称为**火山碎屑岩**（pyroclastic rocks）。因此，火山碎屑岩是爆发式火山活动产生的各种碎屑物通过空气或水介质堆积后，经过成岩作用形成的岩石。在岩石组成上，火山碎屑岩具有与熔岩相似的火成岩特征，但在结构和构造上，火山碎屑岩既有部分火成岩的特征，也有一些沉积岩的特征。与溢流式火山喷发相比，爆发式火山喷发具更大的破坏性，加之它主要发生于有人类活动的大陆边缘和陆内裂谷地区，常引起环境的恶化，造成巨大的自然灾害。因此，爆发式火山活动也是环境地质和灾害地质的重要研究对象。

一、火山碎屑的类型及特征

火山碎屑岩的主要物质成分是火山碎屑。因此，在研究火山碎屑岩的岩性特征及其分类之前，首先要了解火山碎屑的类型及特征。

（一）火山碎屑的来源

依据物源的不同，可将火山碎屑划分为**浆源**（juvenile）、**同源**（cognate）和**异源**（accidental）三种类型。浆源者来源于本身的岩浆和其中的结晶物质；同源者来自先期喷发并已固结的同源火山岩；异源者则来自火山之下不同深度和不同岩性的基底岩石，其中来自下地壳或上地幔的碎屑又称为深源碎屑，在研究岩浆的物质来源和岩石圈结构上具有重要意义。

（二）火山碎屑的类型及特征

从物性来看，可将火山爆发产生的火山碎屑物分为刚性、半塑性和塑性三种，从物态上可分为岩屑（岩石碎屑）、晶屑（晶体碎屑）和玻屑（火山玻璃碎屑）三种类型。岩屑、晶屑、玻屑构成了火山碎屑岩的主体，因此，三种碎屑的相对多少在一定程度上反映了火山爆发的强度，常常被用做火山碎屑岩分类命名的主要依据，习惯上将它们统称为“三屑”。

1. 岩屑（lithic fragment）

岩屑既可以是喷出时已经完全凝固的刚性（不可塑）固态物质，也可以是尚未完全固结、仍为可塑的半凝固或未凝固状态的物质。前者多为火山通道周围的岩石和先期固结的火山岩经炸碎而形成的，多呈棱角状，在搬运和堆积成岩过程中一般不再发生形态变化，称为刚性岩屑；后者为在喷出时尚未固结或未完全固结的岩浆团块，在空中飞行时可因旋转和碰撞产生出不同形状，降落堆积时又会被压扁而形成各种不同的形态，如撕裂状、火焰状、透镜状等，称为塑性（变）岩屑；也可以因基本固结或完全固结不再发生明显的形态变化而形成纺锤形、梨形、面包形等具一定形态的火山弹，称为半塑性（变）岩屑。塑性岩屑粒

度一般大于2mm，内部常见斑晶，可具有气孔、杏仁和流纹构造，在正交偏光镜下可见梳状边、球粒、镶嵌等脱玻结构。

2. 玻屑（glass shard）

玻屑是气泡化的岩浆气孔壁爆碎的产物。由于这些物质在喷发时一般尚未完全凝固，只有半塑（变）性和塑（变）性玻屑之分。半塑性玻屑一般简称玻屑，基本保存了爆破后的气孔壁的原始形态，如弧面状、镰刀状、鸡骨状等。塑（变）性玻屑在堆积时仍为可塑状态，可发生棱角圆化、压扁拉长、平行定向等形态和排列方式上的变化。塑（变）性玻屑与塑（变）性岩屑的区别是，前者粒度一般小于2mm，没有斑晶，通常不见气孔、杏仁体，内部一般不见球粒和镶嵌结构。

塑性和半塑性的岩屑以及玻屑多半是浆源的，它们出现从可塑性向刚性转变的温度为500~550℃。堆积后的浆源岩屑和玻屑的温度如果大于该温度，就会继续因负荷压力产生塑性变形。火山碎屑岩中塑性岩屑和塑性玻屑含量，主要取决于堆积时的温度，而温度的高低又与距火山口的距离和火山碎屑的搬运和堆积方式有关。一般来说，近火山口处快速堆积的火山碎屑岩中，因堆积前未经充分冷却，常以塑性岩屑和塑性玻屑为主，反之则以刚性-半塑性者为主。

3. 晶屑（mineral fragment）

晶屑是矿物晶体的碎屑，大多数来源于岩浆中析出的晶体，也有来源于早期结晶形成的粒度较大的岩石。由于爆发式喷发主要发生于粘度较大的酸性岩浆中，因此最常见的晶屑是石英、钾长石和酸性斜长石，其次是黑云母、角闪石，而辉石和橄榄石罕见。晶屑外形不规则，常呈棱角状，内部裂纹发育，柔性较大的黑云母晶屑，可出现扭折、弯曲现象。浆源晶屑的矿物组合与火山熔岩中的斑晶一样，是判断岩浆成分的重要依据。区分晶屑是否为浆源的依据包括：晶屑的结晶形态、新鲜程度、光学性质（是否为高温类型）以及与火山碎屑岩化学成分是否协调等。浆源晶屑应为高温晶形，如石英晶屑应具有高温β-石英（六方双锥）的特征，长石类晶屑应为有序度较低的透长石或高温斜长石；与异源晶屑相比，浆源晶屑一般较新鲜，且与岩石的化学成分是协调的。相反，异源晶屑常具有较强的蚀变，矿物的种类与岩石的化学成分也不协调。例如，如果某流纹质的火山碎屑岩中含有辉石晶屑，辉石晶屑就应该是异源的。

二、火山碎屑的粒度及其分布

火山碎屑的粒度大小和粒度在空间上的分布特征与火山爆发的能量大小、距物源（火山口）的远近、搬运介质和堆积环境有关，因此其是火山碎屑岩研究和描述的重要方面。在对火山碎屑进行粒度分析时，常采用火山碎屑直径（以mm为单位）的Φ值（以2为底的对数值）为横坐标，不同Φ值区间的碎屑的质量分数或累积质量分数为纵坐标，作碎屑颗粒的频率分布曲线或累积频率分布曲线，来分析火山碎屑在搬运和堆积时的介质条件和堆积方式。例如，后面将要介绍的火山碎屑岩相中，火山灰流相堆积是以平流（类似于重力流）方式搬运的，而底涌浪相堆积的火山碎屑则是以湍流或搅动流的方式搬运的，二者堆积物的粒度累积频率分布曲线存在明显的差别（图10-1）。在对火山碎屑进行粒度大小分类时，一般应采用2^n mm为量度分界。表10-1在对火山碎屑进行了粒度划分的同时，还考虑了堆积时的物态特征，将火山碎屑分为火山集块、火山弹、火山角砾、火山砾、火山灰和火山尘等类型，是目前国内运用较广的划分方案。在火山爆发时，质量大的火山碎屑不易作远距离的搬运，如火山集块一般堆积在火山口附近；而质量小的火山碎屑则可作长距离的搬运，如火山尘级的物质可在大气平流层中搬运到数千千米之外，同一次火山喷出的产物有由近火山口向远火山口变细的趋势（图10-2）。因此，也有人通过平面上火山碎屑粒度分布等值线来寻找火山喷发中心（火山口）的位置。

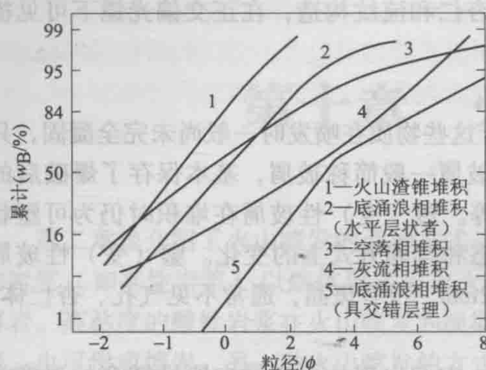


图 10－1 几类火山碎屑堆积物的粒度累积频率分布曲线

（转引自 Fisher & Schmincke，1984）

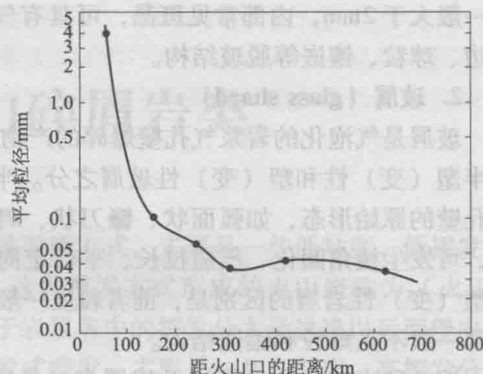


图 10－2 火山碎屑物的粒度分布

（转引自 Sarna-Wojcicki et al.，1981）

表 10－1 火山碎屑的粒级划分

碎屑粒度 ╲ 堆积时物态	刚 性	半塑性	塑 性
>64mm	火山集块（volcanic block）	火山弹（volcanic bomb）	塑变岩屑
64～2mm	火山角砾（lapillus）	火山砾	
2～0.0625mm	岩屑、晶屑	火山灰（volcanic ash）（玻屑）	塑变玻屑
<0.0625mm		火山尘（volcanic dust）	

三、火山碎屑岩的特征和主要类型

（一）火山碎屑岩的结构和构造

1. 结构

（1）粒度结构

◎集块结构：粒度>64mm 的火山碎屑物含量一般>50%，不少于1/3。

◎火山角砾结构：粒度介于64～2mm之间的火山碎屑物含量一般>50%，不少于1/3。

◎凝灰结构：粒度介于2～0.0625mm之间的火山碎屑物含量一般>50%。

◎尘屑结构：粒度<0.0625mm之间的火山碎屑物含量一般>50%。

（2）成因结构

◎塑变（熔结）结构：主要由塑性玻屑和塑性岩屑彼此平行重叠熔结而成，其中可含少量的刚性碎屑物，据主要碎屑粒度的大小可进一步分为熔结集块结构、熔结角砾结构和熔结凝灰结构。

◎碎屑熔岩结构：是火山碎屑岩向熔岩过渡的一种结构，火山碎屑物被熔岩胶结。也可进一步根据主要碎屑的粒度大小划分为集块熔岩结构、角砾熔岩结构、凝灰熔岩结构等。

◎沉火山碎屑结构：是火山碎屑岩向正常沉积岩的过渡类型的结构，以火山碎屑为主，混入有少量的正常沉积物。

◎凝灰沉积结构：是以正常沉积物为主的过渡类型的结构。一般在正常沉积物中混有少量（50%～10%）的火山碎屑物质，如凝灰砾状结构、凝灰泥质结构等。

2. 构造

火山碎屑岩常见的构造有以下几种：

◎*流状构造*：由压扁拉长的塑变玻屑和塑变岩屑定向排列形成，在野外有时不易与流纹构造区别。它们的不同之处在于流纹构造是熔浆流动形成的纹理，平行延伸，遇斑晶或刚性岩屑会自然绕过，无变薄、变窄、嵌入等现象，延伸较为稳定；而流状构造的塑性岩屑和塑性玻屑在空间上延伸短，在遇到刚性岩屑时，会受刚性碎屑的压缩在其周围变薄变窄，甚至出现折断、嵌入的现象。

◎*火山泥球构造*：火山灰级碎屑物质凝聚成球状、豆状，中心粒度较粗，向边缘变细，具同心层构造。一般认为是当雨滴通过喷发云时由湿润的火山灰凝聚而成的。

◎*层理构造*：多见于水携或风携降落堆积的火山碎屑沉积物中，陆上堆积的涌浪相堆积中也可出现水平层理和交错层理。

◎*粒序构造*：有正粒序（由上向下粒度变粗）和逆粒序构造（由上向下粒度变细）两种。其中逆粒序构造是由于在火山碎屑中存在一些体积大但密度小的浮岩岩屑（密度小于 $1g/cm^3$）而造成的。

（二）火山碎屑岩的分类

火山碎屑岩兼有火山岩和沉积岩的一些特性，因此在分类上需考虑的因素较多。本教材推荐使用孙善平（2001）的分类方案（表10－2）。该分类不仅考虑了正常火山碎屑岩类型，还考虑了火山碎屑岩分别向熔岩和沉积岩过渡的类型，即分为正常火山碎屑岩类、向熔岩过渡的火山碎屑岩类和向沉积岩过渡的火山碎屑岩类3个大类，再进一步据成岩方式、结构构造和火山碎屑的粒径来划分种属。

表10－2 火山碎屑岩分类表

大类	向熔岩过渡的火山碎屑岩（火山碎屑熔岩）	正常火山碎屑岩类			向沉积岩过渡的火山碎屑岩	
亚类		熔结火山碎屑岩亚类	普通火山碎屑岩亚类	层状火山碎屑岩亚类	沉积火山碎屑岩亚类	火山碎屑沉积岩亚类
火山碎屑物相对含量	10%～90%	>90%			90%～50%	50%～10%
成岩作用方式	熔浆胶结	熔结为主	以压实胶结为主，有部分火山灰分解物质	火山灰分解物质胶结及压实胶结	化学沉积物和粘土物质胶结及压实固结	
结构构造特征	火山碎屑一般不定向	具流状构造	成层构造一般不明显	具明显的韵律层理和成层构造	一般成层构造明显，韵律层较发育	
火山碎屑粒度	岩石名称					
>64mm（>50mm）	集块熔岩	熔结集块岩	集块岩	层状集块岩	沉集块岩	凝灰质砾岩
64～2mm（50～2mm）	角砾熔岩	熔结角砾岩	火山角砾岩（火山砾角砾岩）	层状火山角砾岩	沉火山角砾岩	
<2mm	凝灰熔岩	熔结凝灰岩	凝灰岩	层状凝灰岩	沉凝灰岩	凝灰质砂岩、凝灰质粉砂岩等

（据孙善平，2001）

1. 正常火山碎屑岩类

火山碎屑物体积分数大于90%，正常沉积物和熔岩物质极少。按成岩作用方式和结构构造特点，又可分为普通火山碎屑岩、熔结火山碎屑岩和层火山碎屑岩3个亚类。

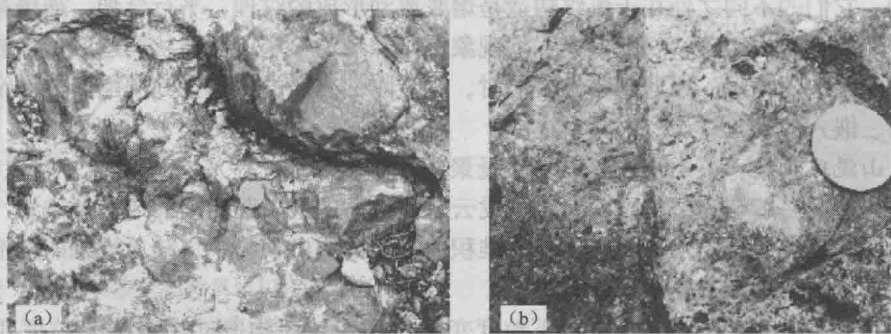


图10-3 秦皇岛上庄沱安山质集块岩（a）和秦皇岛火山角砾岩（b）

（文霞摄于2009年）

◎普通火山碎屑岩亚类：成岩方式以压实为主，常叠加有水化学胶结，胶结物往往为火山灰分解物，由蛋白石和粘土矿物（如蒙脱石）构成，重结晶后变成玉髓和水云母集合体，成层构造一般不明显。火山碎屑物质主要由火山集块、火山角砾、火山砾、晶屑和半塑性的玻屑组成，以刚性和半塑性碎屑为主，没有堆积后的压扁、拉长等塑性变形现象。按岩石中主要碎屑（一般大于50%，不少于1/3）的粒度可分为**集块岩**（agglomerate）（图10-3a）、**火山角砾岩**（volcanic breccia）（图10-3b）、**火山砾角砾岩**（lapilli stone）和**凝灰岩**（tuff）等类型。当不同粒级的火山碎屑含量混杂时，定名时可据各种碎屑的含量投点（图10-4），确定复合名称，如角砾凝灰岩、集块角砾岩等。进一步定名还应据晶屑组合或同源岩屑中斑晶成分特征等，确定火山碎屑对应的熔岩成分，并作为前缀参加到定名中，如安山质火山角砾岩、流纹质凝灰岩等。凝灰岩是火山碎屑岩中分布最广的一种，主要由粒度小于2mm的火山灰组成，晶屑、玻屑和岩屑均有，进一步可据“三屑”的相对含量分为7种类型（图10-5）。

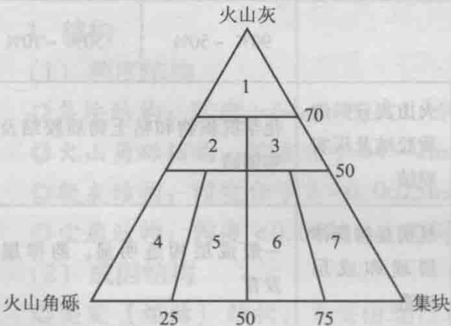


图10-4 火山碎屑岩定量粒级分类

（据刘宝珺等，1980）

1—凝灰岩；2—角砾凝灰岩；3—集块凝灰岩；4—火山角砾岩；5—集块角砾岩；6—角砾集块岩；7—集块岩



图10-5 凝灰岩中“三屑”命名图

（据孙善平，1984，转引自邱家骧，1990）

1—玻屑凝灰岩；2—晶屑凝灰岩；3—岩屑凝灰岩；4—晶屑玻屑凝灰岩；5—岩屑玻屑凝灰岩；6—晶屑岩屑凝灰岩；7—复屑凝灰岩

◎熔结火山碎屑岩亚类：火山碎屑物在堆积后仍具较高的温度，处于可塑状态，在上覆物质的负荷压力下，经变形、熔结而成。岩石具熔结结构，碎屑主要由晶屑、塑变岩屑、塑变



图 10－6　粗面质熔结角砾岩可见流状构造，产于河北省秦皇岛张家口组火山岩
（王连训摄于 2008 年）

玻屑和火山尘组成，也可有少量的刚性岩屑，由于塑变碎屑拉长定向而具流状构造。据碎屑的粒度分为**熔结集块岩**（welded agglomerate）、**熔结角砾岩**（welded breccia）（图 10－6）和**熔结凝灰岩**（welded tuff 或 ignimbrite），也可据图 10－4、图 10－5 进一步定名，再加上相应熔岩名称作为前缀，如流纹质玻屑熔结凝灰岩等。熔结集块岩和熔结角砾岩在露头上经常共生，分布面积不大，主要见于火山喷出口附近，是近火山口相产物。熔结凝灰岩则分布较广，可分布在近火山口附近，也可以远离火山口分布。同一喷发单元的不同部位以及不同厚度的喷发单元之间，熔结凝灰岩的玻屑和塑变岩屑的变形程度也有所不同，即具有不同的熔结程度（图 10－7）。根据塑性玻屑和塑性岩屑的变形特点，可分为弱熔结、熔结和强熔结 3 个等级：① 弱熔结凝灰岩：即塑性玻屑微受变形，部分棱角开始圆化，部分仍保留弧面棱角状，略有压扁拉长现象，塑性岩屑少见，岩石流状构造不明显，常产于熔结凝灰岩的上、下部，与熔结凝灰岩显渐变过渡关系；② 熔结凝灰岩：塑变玻屑仍可恢复弧面棱角状形态，塑变岩屑发育，塑变碎屑受刚性碎屑挤压，在其边缘，尤其是在受压的一侧，出现明显的变形和定向性，显示了特征的流状构造，常呈巨厚堆积，剖面上位于喷发单元的中上部；③ 强熔结凝灰岩：塑变玻屑含量极高，变形强烈而呈扁平状，仅在刚性碎屑（通常为晶屑）的撑开部位偶尔见变形弱的玻屑，塑变碎屑多直接接触，尘屑少见，流状构造十分明显，有时与流纹构造不易区别，一般位于喷发单元的中下部。一般说来，近火山口处和喷发单元层中下部的熔结程度要强于远火山口处和喷发单元层中上部。

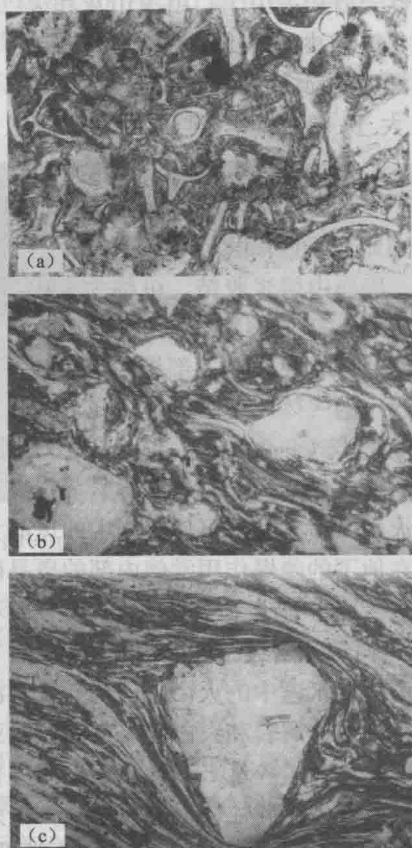


图 10－7　流纹质熔结凝灰岩塑性玻屑的变形程度与熔结强度的关系
（引自叶德隆等，1995）
（a）（未熔结的）凝灰岩，产于河北宣化；
（b）（中等）熔结凝灰岩，产于浙江诸暨；
（c）（强）熔结凝灰岩，产于福建莆田

在一些大的火山岩省内，如与岛弧、活动大陆边缘有关的火山岩省中，常有以中、酸性火山碎屑岩为主的大规模火山爆发，形成以熔结凝灰岩为主要成分、规模巨大的火山碎屑岩堆积，被称为**熔结凝灰岩大爆发**（ignimbrite flare-up）。这些凝灰岩的体积巨大，形成周期长，如北美洲在 50～20Ma 的时间内，火山爆发形成了超过 $5 \times 10^5 km^3$ 的熔结凝灰岩堆积，澳大利亚东部早白垩世的 Whitsunday 火山岩省、我国东部早白垩世的

滨太平洋火山岩省中也有体积巨大的熔结凝灰岩堆积。这样巨量的熔结凝灰岩爆发的成因机制，引起了学者们的广为关注，但目前并未形成统一的认识。Farmer et al.（2008）认为美国西部的落基山脉南部的熔结凝灰岩大爆发与板块的俯冲作用有关，由于俯冲角度在深部的突然变陡（回转），导致软流圈地幔的对流上升，发生部分熔融的同时，还将热能传导给上部的岩石圈地幔。软流圈地幔、岩石圈地幔部分熔融形成的岩浆与上覆地壳中形成的岩浆混合，就形成了巨量的中酸性岩浆，这些岩浆的爆发就产生了大量的熔结凝灰岩（图10-8）。Gerardo et al.（2008）认为墨西哥 Sierra Madre Occidental 的熔结凝灰岩大爆发与地堑式的张性断裂有关，并提出了地堑火山口的概念。

◎层火山碎屑岩亚类：指具明显的韵律层理和层理构造的火山碎屑岩，以层状凝灰岩较常见。层状凝灰岩一般是火山灰在水盆中堆积形成的，其中正常沉积物体积分数小于10%，火山碎屑主要为玻屑、刚性-半塑性岩屑和火山尘，由火山灰和火山尘分解的少量水化学沉积物胶结，部分为压实胶结。当正常沉积物体积分数大于10%时，就过渡为沉凝灰岩。

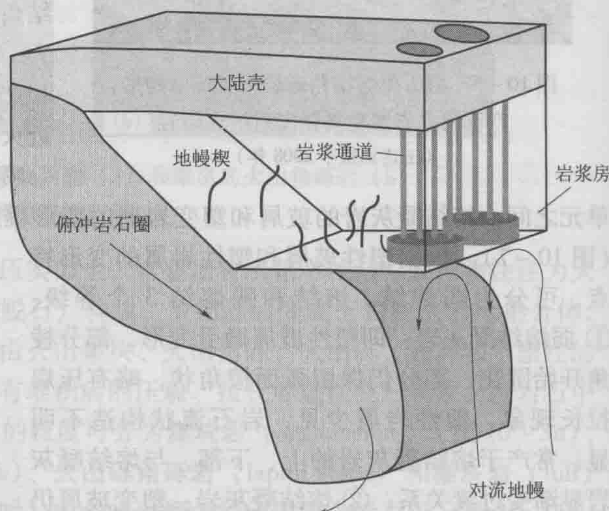


图10-8 与俯冲有关的熔结凝灰岩爆发模式
（据 Farmer et al.，2008）

2. 向熔岩过渡的火山碎屑岩类

火山碎屑体积分数占10%～90%，碎屑由熔浆胶结，可称为火山碎屑熔岩。碎屑熔岩类的成因多样：已固结的熔岩表壳在下部熔浆继续流动和逸出的气体产生爆炸的情况下，使表壳破碎再被熔岩胶结形成**角砾熔岩**（breccia lava）和**集块熔岩**（agglomeratic lava）；爆发能量不足时，往往在从火山口中抛出碎屑的同时，亦有熔岩溢出，降落于熔岩中的碎屑物质被熔岩胶结而形成各种碎屑熔岩；当熔岩以较大的冲力从火山口喷发时，可使熔岩中的斑晶大部分破碎，形成碎屑以晶屑为主的晶屑凝灰熔岩；岩浆在地下的隐爆作用常使内部的斑晶破碎亦可形成晶屑凝灰熔岩。凝灰熔岩中的碎屑以晶屑为主，也可有少量刚性岩屑，但一般不出现玻屑。

3. 向沉积岩过渡的火山碎屑岩类

由落入水盆中的火山碎屑物与正常沉积物同时堆积而形成。根据火山碎屑物的含量可分为沉积火山碎屑岩和火山碎屑沉积岩两亚类。

◎沉积火山碎屑岩亚类：火山碎屑体积分数占50%～90%，常与正常火山碎屑岩和正常沉积岩共生，并往往呈过渡关系，据火山碎屑的粒度可分为沉集块岩、沉火山角砾岩和沉凝灰岩等，以**沉凝灰岩**（tuffite）为常见。岩石具层理构造，韵律层较发育。在碎屑物中常见具磨圆的砾、砂、粘土等正常沉积物，有时还可出现生物化石和生物碎屑。

◎火山碎屑沉积岩亚类：火山碎屑体积分数较少，介于10%～50%之间，具更接近于沉积岩的特征，常与沉积火山碎屑岩呈渐变过渡关系，堆积位置一般离火山口较远，命名时以正常沉积岩的名称为基本名称，将火山碎屑作前缀，如凝灰质砂岩、凝灰质砾岩等。

四、火山碎屑的搬运、堆积方式和火山碎屑岩相

在爆发式火山喷发中，原来均一的熔融相岩浆，在火山通道内的碎屑化面之上就转变成了由气态物质相和颗粒相（熔浆团块、晶屑、岩屑）组成的二相流，它以极高的速度喷出火山口，在惯性作用下，可形成高大的**喷发柱**（eruption column）。喷发柱的高度和形态取决于出口处的压力、喷出物的密度（取决于气体和颗粒的量比）、喷发速度、火口大小（是否为破火山口）等因素。典型的喷发柱，形成于普宁尼式喷发（称普林尼柱，图 10－9），其高度可达 55km，由上、中、下 3 个部分构成。喷发柱各部分除所携带的碎屑物质粒度大小不同外，碎屑物质的搬运和堆积方式也不同，在堆积成岩的火山碎屑岩中可形成一些具指相意义的标志（Fisher & Schmincke，1984）。

喷发柱的上部，由于粗碎屑物质的减少和与大气的充分混合，密度骤降。当密度下降到小于大气的密度时，就通过与大气对流的方式上升，形成对流柱。对流柱的高度可占整个喷发柱高度的 90%，向上达到大气平流层底部，并因与大气的热交换形成如核弹爆炸中常见的蘑菇状**喷发云**（eruption cloud）（也称蘑菇云），所携带的碎屑物粒度小（多为火山灰、尘），由喷发云浊流和风流支撑，在经历了侧向飘浮迁移后以大气空（降）落方式堆积（图 10－9）。这类堆积物称为**空落（或降落）相堆积**，其特点是：碎屑物粒度细小，主要为火山尘和火山灰；层理发育，常可见水平层理；分布面积广，但厚度小，常与正常沉积岩共生，或在火山碎屑岩区呈薄的夹层产出。



图 10－9　皮纳图博火山的普林尼式喷发柱

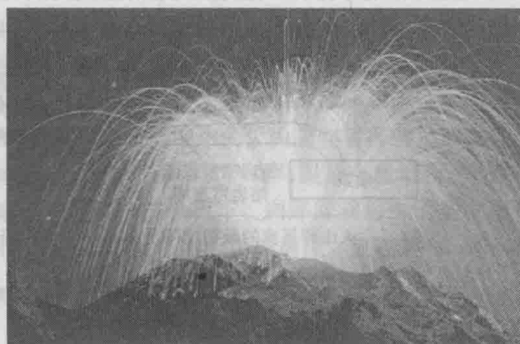


图 10－10　2009 年 5 月意大利西西里岛上的斯特隆伯里火山喷发

喷发柱的下部为侧向膨胀区。火山喷发物中的挥发分因压力骤降而超沸腾，膨胀外溢，形成侧向涌流，称火山碎屑涌流，又称**底涌流**（base surge）。其组成以蒸气为主，含少量细粒碎屑。由于高温气体的膨胀和与大气的混合对流，以湍流或搅动流的方式侧向流动（图 10－10）。底涌流的驱动力主要来自高温气体的剧烈膨胀，具有较高的流速，但因密度低，动量小，一般流动不远就堆积下来，堆积物称为**火山碎屑涌流相堆积**。其特点是：多堆积在火口附近，少数可距火口 5km；堆积物厚度随距火口的距离呈指数降低，并受地形的控制；堆积物略具粒度分选，可具明显的层理和低角度交错层理构造，常见增生火山砾（火山泥球）。

以湍流方式搬运、堆积的还有由蒸气爆发的底涌流（湿涌流）和由喷发柱中部的高密度流中衍生出来的涌流（干涌流）。前者是岩浆－潜水爆发的产物，因涌流中含水蒸气较多，并因表面张力的作用而附着在碎屑颗粒表面，致使堆积物具有一定的粘性和可塑性，因此碎屑多具明显的变形，而且粒度小，以玻屑为主，有少量岩屑，晶屑很少见。后者为喷发柱外缘与大气充分混合部分，因能量快速下降而陷落的火山碎屑涌流，又称地面涌流，因来

自高密度的喷发柱，碎屑含量较多，且具有一定的温度，堆积物常具有一定的熔结现象，可含一定的晶屑、岩屑。

喷发柱的中部是富碎屑柱，一般认为是浓集碎屑的高密度流，当其失去上冲的动量时，就会因重力失稳崩塌（图10－11）。由于内部气体的膨胀逸出和重力的共同作用，可进一步分解为下部富含碎屑颗粒的高密度火山碎屑流（灰流）和上部主要由气体和少量细屑物组成的膨胀灰云（图10－11）。火山碎屑流具很强的活动性，其侧向迁移速度可达14～230km/h，迁移距离可大于100km，堆积物称为**火山碎屑流相堆积**。关于火山碎屑流的搬运方式尚有不同认识，但多趋向于以层流的方式搬运。火山碎屑流相堆积物无分选、无层理、流动构造发育，这些特点支持了层流说。火山碎屑流堆积物的特点是：堆积厚度大，分布范围广，常构成大规模火山爆发堆积物的主体；碎屑堆积速度快，与大气间的热交换不充分，因此常具熔结结构，形成熔结凝灰岩，并常发育柱状节理；在一个冷却单元内存在纵向和横向上熔结程度分带的现象，即同一冷却单元的底部或中下部熔结程度强，向顶部减弱，近火口处强，向远火口处减弱；搬运和堆积方式与浊流（层流）相似，因此一般无粒级分选，不具层理构造，堆积物中可出现各种粒级的碎屑混杂的现象。

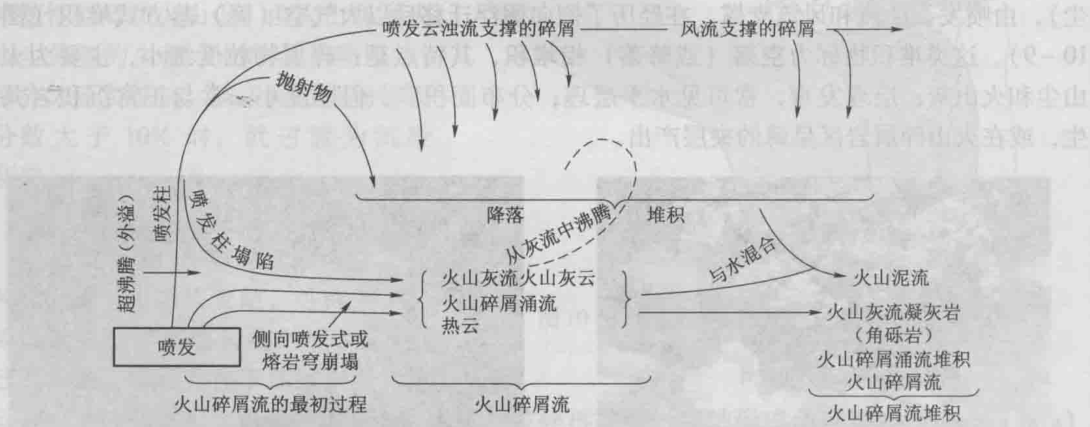


图10－11　普林尼式火山喷发柱的构成及搬运堆积模式

火山碎屑的另一种搬运堆积模式是弹（或抛）射空落堆积模式，较常见于爆发能力较弱的基性岩浆的爆发过程中，也出现在酸性岩浆的火山爆发过程中，前者常与溢流式喷发同时出现，后者则常出现在爆发柱的边缘。弹射空落的碎屑物质以抛物线的轨迹搬运（图10－10，图10－11），主要为火山砾－火山集块的粗碎屑，搬运距离不远，空落堆集在火山口周围，形成火山集块岩、集块熔岩、火山角砾岩、角砾熔岩，称为**弹射空落相堆积**。弹射空落相堆积常构成火山碎屑锥的主体组成，是判断古火山口位置的重要标志。

五、火山灾害

火山灾害是国际减灾十年组织提出的地震、滑坡、海啸、暴风、洪水、火山、大火和干旱八项自然灾害之一，表现为火山活动时喷发的巨量的火山灰、炽热高速流动的火山碎屑流及熔岩流、致命的有毒气体和伴生的爆炸、山崩、滑坡、次生泥石流、海啸、地震等带来的灾难性后果。据引起灾害的原因和后果分以下几类：

（一）火山喷出的气体造成的灾害

包括对人类的直接毒害和对环境和气候的负面影响造成的间接灾害两方面。火山喷发的气体来源于岩

浆中溶解的挥发组分和岩浆与地下水反应产生的气体，除占绝对优势的水蒸气外，还含有大量的有害气体，如Cl_2、HF、CO、CO_2、NH_3、H_2S、SO_2等。这些气体一方面可使人中毒或窒息死亡，例如，1902年5月加勒比海中马提尼克岛上的培利火山爆发时，喷出的高温有毒气体致使全城约3万居民死亡，只有关在地下密室中的一名囚犯幸免于难；另一方面可与空气中的水结合形成具毒性的酸性水汽，对更大范围的人群和财产造成伤害。有些气体，如Cl_2、CO_2、H_2S、SO_2等，是有破坏大气臭氧层的作用，破坏对来自太阳的紫外线的保护屏障，对地球上包括人类在内的所有生物产生深远的负面影响。另外，火山喷发的CO_2、NO和CH_4等气体，在造成全球的温室效应上有不可低估的作用。

（二）火山喷出的熔岩造成的灾害

喷溢式火山活动喷出的高温熔岩最大流速可达16km/h，亦具很强的破坏能力。凡熔岩所流经的地方，生命财产即毁于一旦。例如，1169年埃特纳火山喷出的熔岩流，摧毁了卡塔尼亚城，造成15000人死亡。1794年维苏威火山的喷发，流进格雷柯城的熔岩流，致使400多人死亡。1906年喷出体积为$2\times10^7m^3$的熔岩流长达11km，使那不勒斯城一时成了空城。1944年3月喷出的熔岩流入美军基地，导致了机场破坏和飞机被毁。1902年培雷火山喷出的熔岩流使圣彼耳城毁灭，2.5万居民丧生。我国黑龙江省五大连池火山群自第四纪开始亦有多次喷发，喷出物不仅有玄武质熔岩，亦有大量的火山碎屑岩，最近的一次喷发发生在1720年的6～7月，“忽然烟火冲天，其声如雷，昼夜不绝，声闻五六十里”，从老黑山火山口喷出的熔岩流沿白河故道流至数千米之外。所幸的是当时附近没有居民点，未造成人员伤亡。

（三）火山爆发的火山碎屑流造成的危害

火山碎屑流是由火山喷出的高温气体与固态的火山碎屑物组成的高密度流，因此其造成的危害更强，上述的两种危害兼有。由于火山碎屑流中呈碎屑状态的高温岩浆物质能够快速与环境（空气）进行能量交换，使其热能转变为动能，加上碎屑流内部摩擦力很小及其悬浮搬运的特点，使碎屑流具极强的迁移能力，迁移速度可达14～230km/h，迁移距离可大于100km，甚至具跨越上千米的山体障碍和流过水体表面的能力（Fisher et al.，1993），是火山喷发最具破坏性的形式之一。更细小的火山灰物质可喷发至大气平流层，飘浮到数千千米之外，对区域性的气候造成影响。如1902年西印度群岛马提尼克岛培利（Pelée）火山喷发，内部温度800℃的火山碎屑流以160km/h速度从培利山飞驰而下，刹那间就封盖了圣皮埃尔（St. Pierre）城，约2.8万人丧生。1991年菲律宾皮纳图博火山多次喷出火山碎屑流，流速达80 mile/h，埋田10万英亩，900人死亡，2万人撤离，经济损失达10亿美元。

（四）火山爆发的同时还能引起地震、海啸、泥石流等重大自然灾害

1883年印尼喀拉喀托火山爆发引起强烈的地震和海啸，毁坏了喀拉喀托岛的2/3，淹没了邻近岛屿的许多村庄，使近5万人丧生。1985年被冰雪覆盖的哥伦比亚的内华多德尔罗兹火山喷发规模尽管不大，但触发的泥石流却使2.2万人死亡，摧毁了阿梅罗镇。表10－3给出了因火山灾害死亡的人数（资料引自Smithsonian Institution火山参考档案）。

表10－3 火山灾害死亡人数及百分数

火山灾害	1600～1986年	1900～1986年
熔岩流	0.7%	0.10%
火山灰降落	1.64%	4.49%
碎屑流	10.72%	47.18%
泥石流	6.07%	38.86%
地震活动	1.01%	0.04%
海啸	7.79%	0.17%
大气圈灾害	—	0.003%

续表

火山灾害	1600~1986年	1900~1986年
气体和酸雨	0.34%	2.55%
间接的	70.07%	4.22%
总计	96.81%	97.61%
死亡总人数	564 612	76152

（据刘若新，2000）

可见火山活动对人类及其生存环境都造成了巨大的威胁，因此，许多科学家进行了预测火山爆发方面的研究。大部分火山在爆发前有不同的前兆，如地球表层温度升高，先行散发出有毒气体，发生轻微地震和地表高程变化及重力异常等。根据生活在活火山区的居民的经验和仪器的监测，往往能对火山爆发做出预报。

六、火山岩与油气资源

火山活动给人类带来巨大的灾难的同时，也赐予了人类许多财富。火山灰可以肥田；有些火山岩可用于建筑、隔音或隔热材料；火山活动还可以形成多种金属、非金属矿产和宝石；火山形成的地热资源可供人类开发利用；火山形成的景观往往成为旅游观光胜地。近年来，随着世界石油工业的发展和勘探技术的不断提高，国内外火山岩油气藏的不断发现，火山岩油气也日益成为油气勘探的新领域和实现高产稳产的主要研究对象。

全世界的火山岩油气藏广泛分布于日本、美国、委内瑞拉、古巴等很多国家的多个含油气盆地中。日本的新潟盆地，就发现了很多火山岩气田。截至2008年底，我国探明的火山岩石油地质储量已达17.5×10^8t，主要分布在西部古生代含火山岩油气盆地（如准噶尔盆地石炭系、三塘湖盆地石炭系、塔里木盆地二叠系和四川盆地二叠系等）和东部中新生代含火山岩盆地（如松辽盆地白垩系、渤海湾盆地古近－新近系、海塔盆地白垩系等）。从岩石学角度讲，作为储层的火山岩可以是熔岩，也可以是火山碎屑岩，还可以是次火山岩。从火山岩成因入手，综合火山岩油气藏储层特征，可将火山岩储层划分为三类：火山熔岩型储层、火山碎屑岩型储层、次火山岩型储层（表10－4）。

表10－4　火山油气藏储层类型

储层主要类型	亚类型	岩相类型
火山熔岩型		喷溢相
火山碎屑岩型	正常火山碎屑岩型	爆发相
	火山碎屑沉积岩型	火山沉积相
次火山岩型	隐爆角砾岩型、蚀变岩型	浅成侵入相

（据陈庆春等，2003）

其中火山碎屑岩储层可以分为正常火山碎屑岩型和火山碎屑沉积岩型两种储层，前者是由火山爆发形成的碎屑直接堆积而成，而后者是火山物质经风化、搬运、沉积而成，其形成过程和正常沉积岩相同。两者在空间展布和孔隙度特征上显著不同。正常火山碎屑岩型储层的岩石类型是火山角砾岩和凝灰岩，空间上呈火山锥体形状分布，靠近火山口附近，以火山角砾岩为主，厚度大，远离火山口主要由凝灰岩组成，厚度变薄。火山碎屑沉积岩型储层的岩石类型主要由同期喷发的火山碎屑和一定数量的陆源碎屑混合沉积而成的。通常情况下分布在近火山口附近，平面上呈带状、扇状分布，厚度比较稳定，这类储层往往距离烃源岩较近，是油气储集的良好场所。火山碎屑岩型储层的储集空间主要是原生孔隙，包括角砾岩、

凝灰岩中的角砾间或碎屑间的粒间孔和火山熔岩颗粒间的粒间孔、气孔等，还有后期熔蚀、蚀变作用形成的溶蚀孔、溶蚀洞等次生孔隙，以及在断裂活动和区域应力作用下形成的综合交错的裂缝系统。裂缝的存在对改善储层渗透能力具有重要的意义。

思考题

1. 火山碎屑岩的“三屑”是什么？如何区分？
2. 试述火山碎屑岩的分类。
3. 熔结凝灰岩有什么特点？为什么会具有这些特点？
4. 不同火山碎屑流相的火山碎屑岩有什么特点？
5. 列举一些与火山岩有关的油气藏的例子。
6. 火山喷发对全球变化和生态系统有何影响？

第十一章 特殊岩类

一、金伯利岩

（一）概述

金伯利岩（kimberlite）是一种蛇纹石化的斑状金云母橄榄岩。金伯利岩在自然界分布很少，一般呈小的侵入体产出，出露面积占地表出露的所有火成岩总面积的0.1%以下，是一种不常见的岩石类型，属于浅成－超浅成岩。但是，金伯利岩在岩石学特别是深部地质研究和国民经济中都占有重要的地位。在学术价值上，金伯利岩是自然界起源最深的火成岩之一，来自150～200km的地幔岩石圈下部，最初的流体可能来自地幔过渡带，往往还携带有地幔橄榄岩和下地壳岩石捕虏体，保存了大量的深部物质组成和地质过程的记录（郑建平和路凤香，1999），能够提供深达200km范围内的岩石类型、矿物组成、地球化学特征、温度及应力状态等有关的信息，是研究地球内部的重要窗口。在经济价值上，金伯利岩与金刚石（钻石）这一昂贵的宝石资源有着极为密切的联系，是金刚石的主要母岩。世界上具宝石价值的金刚石绝大多数产于金伯利岩中。例如，世界上最大的宝石级金刚石“库利南”（Cullinan）（重3106克拉）就产于南非“普列米尔”（Premier）金伯利岩岩管中。然而，金刚石主体并非是金伯利岩岩浆结晶的，金刚石的年龄一般都老于携带它的金伯利岩的形成年龄（郑建平等，1991）。

1870年在南非首次发现了含原生金刚石的杜突依斯潘（Dutoispan）金伯利岩岩筒，之后又相继发现了金伯利（Kimberley）、德比尔斯（DeBeers）、巴尔弗坦（Bultfontein）等著名的富含金刚石的岩筒，自此揭开了人类研究金伯利岩及原生金刚石矿床的篇章。至2001年，全球共发现5000多个金伯利岩筒，其中具有重要经济价值的有100多个，占全部的2%。我国先后在1965年和1970年发现了山东蒙阴和辽宁复县两个含金刚石的金伯利岩岩区，其中复县50号岩管产出的金刚石品质上乘，在国际市场上广受欢迎。

大多数金伯利岩蚀变非常强烈，其原生矿物和岩石结构保存很差。不过，大量研究表明，金伯利岩的矿物成分非常复杂，不仅含有由岩浆直接结晶的矿物，如橄榄石、金云母、钛铁矿、尖晶石（铬铁矿）、钙钛矿、磷灰石、锆石等；而且还有岩浆自源区及上升途中携带的地幔和地壳物质解体后的捕虏晶（外来的矿物），如粗晶橄榄石、镁铝榴石、铬铁矿、金刚石、锆石等；此外，由于岩浆富含挥发分，还出现碳酸盐及含水的硅酸盐矿物。

（二）岩相学特征

1. 矿物组成

组成金伯利岩的矿物种类很多，仅就我国复县及蒙阴两个岩区的统计，已经发现矿物可达到86种。这里仅介绍最主要的矿物类型及特征。

◎橄榄石：为金伯利岩中含量最高的矿物，可分为三个世代，最早者为橄榄石粗晶（macrocrystal），为浑圆状或卵圆形，多数为2～4mm，最大可达1cm，成分为镁橄榄石；第二世代为橄榄石斑晶，自形好，具完好的六边形，一般小于2mm，成分也是镁橄榄石（图11－1）。基质橄榄石为第三世代，颗粒小，成分为镁橄榄石或钙镁橄榄石。我国金伯利岩

中几乎所有的橄榄石都遭受了强烈的自交代作用，形成蛇纹石及碳酸盐的假象。多数人认为，粗晶橄榄石不是岩浆直接结晶的产物，而是地幔的捕虏晶。Arndt et al.（2010）提出了结合晶体形态、内部变形和成分来区分捕虏晶和斑晶的标准。

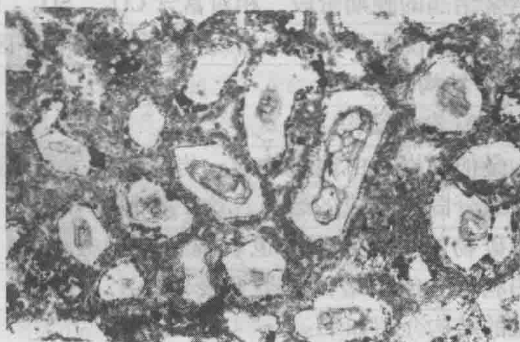


图 11-1 第二世代自形橄榄石形成的显微斑状结构（辽宁复县，单偏光，10×4）

（引自郑建平博士论文，1997）

◎*石榴子石*：是金伯利岩中的重要矿物，其中高铬低钙的镁铝榴石与金刚石有共生关系，因此在找矿方面意义重大。石榴子石常呈粗晶及**巨晶**（megacrystal）产出，粗晶为地幔的捕虏晶，巨晶为金伯利岩岩浆早期结晶的产物。粗晶石榴子石常呈浑圆状，经常出现次变边，次变边为褐色、暗绿色至黑色，由单斜辉石、斜方辉石、尖晶石、金云母、蛇纹石及隐晶质组成，被称为**次变石榴子石**（kelyphite），这是由于来源于地幔的石榴子石一旦从其稳定区迁移出来后发生了分解和反应所致。石榴子石成分主要为镁铝榴石－铁铝榴石－钙铝榴石系列，表现出成分有一定的变化范围。含 Cr_2O_3 高 CaO 低者为紫青色，含 MgO 高者为粉红色，含 FeO 高者为橙色或深红色。粗晶多为紫青色－粉红色系列，巨晶为橙色系列。与金刚石密切伴生的是 $CaO < 3\%$，$Cr_2O_3 > 4\%$ 的紫青色镁铝榴石。

◎*金云母*：金伯利岩中有三个世代的金云母，巨晶、斑晶和基质。它们多是岩浆结晶形成的，但结晶的时间不同，巨晶结晶于高压的条件，晶体大，可达数厘米，有熔蚀和暗化边，也可发现波状消光的现象；斑晶结晶于岩浆上升的途中；基质结晶于岩体侵位之后。金伯利岩中的金云母有时出现反吸收，即 $N_g < N_m < N_p$。反吸收出现的原因是云母中 Si 或 Si + Al 的含量不足所致，可能伴随四面体位置上 Fe、Ti 的增加。

◎*尖晶石*：在金伯利岩中呈粗晶和基质产出，虽然数量不多但十分普遍。粗晶尖晶石源于地幔，与上升的岩浆不平衡，也常有反应边发育，其反应边的主要成分为磁铁矿。粗晶尖晶石一般为 0.1~0.5mm，形状呈浑圆状，而基质尖晶石则小于 0.08mm，自形好。尖晶石的颜色随 Cr_2O_3 含量升高由透明的暗褐红色变为不透明。含 Cr_2O_3 高的尖晶石（铬铁矿）是寻找金伯利岩的指示矿物。

◎*富钛矿物*：包括钛铁矿、钙钛矿、金红石、镁钛铁矿、沂蒙矿（K（Cr，Ti，Fe，Mg)$_{12}$O$_{19}$）等。前三种为岩浆结晶成因，普遍出现于金伯利岩的基质中；镁钛铁矿多为地幔来源的粗晶，沂蒙矿是我国学者在山东蒙阴金伯利岩岩区红旗 27 号岩脉中首次发现的，大小 0.5~2mm；黑色，不透明，金属光泽，片状及薄板状，为地幔交代作用的产物，它与镁钛铁矿都是寻找金刚石的指示矿物。

◎*蚀变矿物*：指受到流体交代形成的矿物。金伯利岩中的蚀变矿物最常见的是蛇纹石、碳酸盐、绿泥石等，它们一般呈集合体交代假象出现，有时可以在显微镜下见到蛇纹石与碳酸盐呈环带状交代橄榄石，暗示交代流体的成分具 H_2O 和 CO_2 交互作用的特征。

除上述矿物外，还有磷灰石、锆石、硫化物、自然元素（如自然铁、自然银、自然铜、自然锡、自然硅等）、元素互化物（碳化硅、碳化钨、硅铁矿等）。后三类矿物的出现反映了极端还原的结晶环境，这与金刚石形成于还原环境的特征相吻合。

另外，在金伯利岩人工重砂中可以发现直径多数小于 1mm、非晶质或晶质的“熔离小球”，按成分可分为三种类型，即高铁钛小球、硫铁镍小球和浅色硅铝质小球。熔离小球是

在岩浆结晶的晚期阶段，相对富含 CO_2、SO_2、FeO、MnO、TiO_2，并处于快速上升快、降温和降压的情况下，岩浆中出现了多种局部有序区的条件下发生的（路凤香等，2007）。

2. 结构构造

（1）常见结构

金伯利岩是由地幔物质、岩浆及挥发分三种组分固结形成的岩石，这一特征不仅表现在矿物的类型方面，也表现在结构方面。金伯利岩的成因结构分类见表 11－1。现将常见的结构介绍如下：

表 11－1　金伯利岩的成因结构分类

成因类型	岩石结构
1. 岩浆捕虏深源物质（地幔物质）	粗晶斑状结构 巨晶不等粒结构
2. 岩浆结晶作用	显微斑状结构 均匀基质结构
3. 流体交代作用	交代脉状结构 反应边结构 自交代结构

（据路凤香，1996，简化）

◎粗晶斑状结构：是金伯利岩最常见的结构类型。岩浆在源区捕虏地幔橄榄岩解体的橄榄石形成了这种结构。特点是粗粒浑圆状的橄榄石分散在基质中，手标本尺度观察十分清楚。山东蒙阴胜利 1 号小管粗晶含量高达 40%，金刚石的品位也很高，二者具有明显的正相关关系。橄榄石容易蛇纹石化。巨晶有时难与粗晶相区别，但巨晶个体更大，一般大于 1cm，最大可达数十厘米，巨晶在岩石中分布不均匀，且数量很少，因此显示出不等粒结构。

◎显微斑状结构：在显微镜尺度下观察，自形的斑晶均匀分散于基质之中，斑晶为橄榄石及少量金云母，橄榄石多蛇纹石化（图 11－1）。

◎自交代结构：自交代结构是指与金伯利岩岩浆活动相关的流体参与下（并非来自围岩或大气循环水），橄榄石或石榴子石受到自交代作用后，随着交代作用的增强依次形成网环结构（沿裂隙交代）、交代残余（交代作用不完全，矿物内部仍保留的新鲜部分）、交代环带（交代产物不止一种并形成环带）及交代假象（完全交代未见残留）结构等。

（2）常见构造

包括块状构造，角砾状构造及岩球构造等。角砾状构造的角砾成分有围岩的，也有地幔来源的，它们不均匀地分布于金伯利岩中，便形成了这种构造。岩球构造是指在岩石中有金伯利岩成分的球体，球体大小变化于 2mm～10cm，球体的核心为矿物碎屑，外围为细粒金伯利岩，这些球体又被粗晶金伯利岩所胶结。

（三）岩石化学

金伯利岩的化学成分见表 11－2，从表中可以看出，金伯利岩 MgO 含量高，富含挥发分，SiO_2 和 Al_2O_3 含量低。

金伯利岩属 SiO_2 不饱和岩类，与一般的橄榄岩类的相同之处是：它的 SiO_2 含量低，一般小于 40%，少部分高于 40%；微量元素中的相容元素 Cr、Ni、Co 含量高。与橄榄岩不同之处为：K_2O、Na_2O 及不相容元素 Rb、Ba、Nb、LREE 等含量高，且 $K_2O > Na_2O$。此外，金伯利岩富含挥发分 H_2O 和 CO_2。

表 11－2　一些代表性的金伯利岩及钾镁煌斑岩化学成分（w_B/%）

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	33.14	29.04	36.70	42.08	35.91	45.87	50.85	45.00	42.97
TiO_2	1.33	2.01	3.00	0.86	1.88	3.64	3.42	3.32	3.07
Al_2O_3	1.94	2.13	4.38	3.36	4.18	5.45	9.86	4.84	8.23

续表

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Fe_2O_3	7.41	8.59	11.67	7.76	10.82	10.13	6.67	8.18	9.90
MnO	0.11	0.17	0.18	0.14	0.18	0.12	0.09	0.12	0.09
MgO	31.13	28.79	28.29	28.45	25.70	14.11	7.95	21.20	12.6
CaO	7.69	11.09	2.36	4.32	10.31	8.18	4.63	4.88	8.00
Na_2O	0.04	0.19	0.25	0.88	0.27	0.20	1.65	0.46	0.13
K_2O	0.79	1.05	1.44	1.12	1.29	2.90	11.61	5.50	4.15
P_2O_5	0.77	1.66	0.72	0.80	0.62	1.06	1.48	1.58	1.05
LOI	14.74	13.93	10.27	9.92	8.04	7.45	1.22	3.61	8.54
总和	99.36	98.65	99.26	99.70	99.21	99.11	99.43	98.69	98.73

1. 中国蒙阴地区古生代金伯利岩（Lu et al.，1998）；2. 南非 Kimberley 地区中生代金伯利岩（Le Roex et al.，2003）；3. 俄罗斯 Kola Peninsula 地区古生代高 Ti 和 Fe 金伯利岩（Beard et al.，1996）；4. 俄罗斯 Kola Peninsula 地区古生代金伯利岩（Beard et al.，1996）；5. 印度 Cuddapah 盆地和 Dharwar 克拉通元古宙金伯利岩（Chalapathi Rao et al.，2004）；6. 印度 Cuddapah 盆地和 Dharwar 克拉通元古宙钾镁煌斑岩（Chalapathi Rao et al.，2004）；7. 南极 Gaussberg 钾镁煌斑岩（Gill，2010）；8. 西澳的钾镁煌斑岩（罗会文和杨光树，1989）；9. 贵州镇远白坟钾镁煌斑岩（罗会文和杨光树，1989）。

（四）产状和类型

世界上的金伯利岩几乎都分布在稳定的地台（克拉通）内部，如南非、西伯利亚、南美洲、加拿大、澳大利亚、印度和中国的华北克拉通等。金伯利岩的形成时代主要为元古宙（以澳大利亚、印度为代表）、古生代（以欧洲、西伯利亚和中国为代表）和中生代（以南非和加拿大为代表），少量的形成在古近－新近纪，比如加拿大 Lac de Gras 地区（Janse & Sheahan，1995）。

金伯利岩岩体常以岩脉、岩筒或岩管产出，但规模都很小，岩管直径仅数百米，形成浅成或超浅成相；也可以溢出地表形成火山口相。

根据在南非开采金刚石的过程中对金伯利岩的揭露，Mitchell（1987）提出了金伯利岩岩浆侵位的理想模式（图 11－2），即自下而上划分出了根部相（包括浅成的岩墙、岩床）、火山通道相（火山颈）和火山口相，不同的相出现的岩石类型不同，常见的有粗晶斑状金伯利岩（浅成相）、细粒金伯利岩（浅成相）、金伯利凝灰岩（火山通道相）、岩球金伯利岩及金伯利角砾岩（火山通道相）。在此基础上，Field & Smith（1999）和 Skinner & Marsh（2004）结合对南非和加拿大金伯利岩筒的研究将金伯利岩岩筒分为三种类型：第一种类型的金伯利岩岩筒由火山颈相、过渡相、浅成相和火山口相组成，其火山口相以**球状岩浆碎屑**（pelletal magmaclasts）和大量的微晶

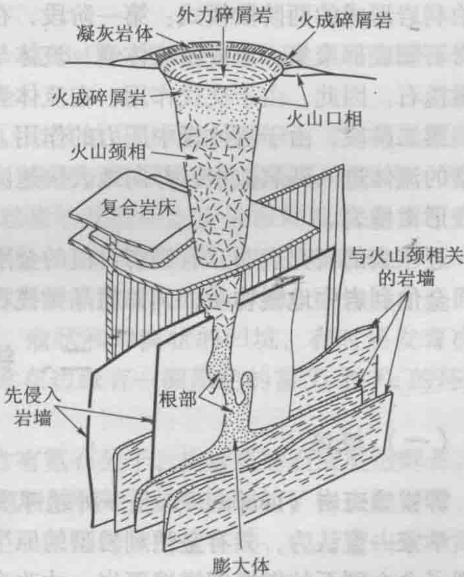


图 11－2　金伯利岩岩浆侵位的理想模式

（据 Mitchell，1986）

质透辉石为特征；第二种和第三种类型的金伯利岩岩筒均由浅成相和火山口相组成，但是其火山口相不同。其中，第二种类型的金伯利岩筒的火山口相主要为**火成碎屑金伯利岩**（pyroclastic kimberlite）和类似变形虫的角砾，第三种类型的金伯利岩岩筒主要为**再沉积的火山碎屑金伯利岩**（resedimented volcaniclastic kimberlite）和**棱角状的岩浆碎屑**（angular magmaclasts）。

（五）岩石成因与含矿性

岩石学和地球化学研究表明，金伯利岩并不是单一岩浆结晶的产物，而是一种包含固态物质（如地幔与地壳物质解体的捕虏晶）和富挥发分的粥状熔浆结晶形成的。因此，它由熔体、地幔与地壳固态物质及挥发分这三种组分组成。

一般认为，与金伯利岩有关的岩浆是在150～200km以上的地幔深处由石榴子石橄榄岩在含 H_2O 和 CO_2 的条件下经低程度部分熔融形成的（Eggler & Wendlandt，1979；Wyllie，1980；Canil & Scarfe，1990；Dalton & Presnall，1998）。Ringwood et al.（1992）认为，金伯利岩是交代的方辉橄榄岩发生低度部分熔融的产物；池际尚等（1996）认为，金伯利岩及橄榄钾镁煌斑岩都处于地幔－岩浆－流体三组分体系中，在一定的岩石圈动力学环境里，由地幔物质、低程度熔融的富钾超镁铁－镁铁质岩浆以及以C、H、O、N、S为主要成分的流体这三种端元进行相互反应、混合而固结形成**混杂岩**（hybrid rock）。据Kamenetsky et al.（2008）研究，最初形成的熔体（原金伯利岩浆）是一种富氯化物和碳酸盐的流体，其 SiO_2 含量很低。当岩浆在向地表上升途中，由于与地幔岩石的相互作用，才逐渐变成所看到的金伯利岩岩浆的成分。流体与地幔的相互作用包括：流体同化橄榄石和其他地幔矿物而使其MgO含量升高，最后形成了低硅高镁的成分特点。Kamenetsky et al.（2004，2008）利用Udachnaya金伯利岩中橄榄石内的辉石和石榴子石包裹体的成分，推断了这些捕虏晶是在岩石圈地幔的下部结晶的，压力相当于5GPa，温度为900～1000℃。据研究，**原金伯利岩**（proto-kimberlite）流体来源很深，可能来自地幔过渡带，这些流体是由于橄榄石发生压实作用而向上迁移的（Grégoire et al.，2006）。在这些认识基础上，Arndt et al.（2010）提出了金伯利岩形成的两阶段模式：第一阶段，在地幔深处（地幔过渡带?）产生的富 CO_2 的流体在岩石圈底部聚集，形成富流体囊，流体与周围的岩石反应，消耗掉辉石和石榴子石，只留下橄榄石。因此，由于交代作用，在流体囊周围就形成纯橄榄岩，远离流体囊形成二辉橄榄岩。第二阶段，由于流体囊中压力的作用，周围的橄榄岩发生破裂，先前被辉石和石榴子石混染的流体进入到裂隙中，并向地表快速流动。在上升过程中，会先后捕虏纯橄榄岩和其他的变形橄榄岩。

近年来的研究表明，有经济价值的金刚石不是岩浆结晶形成的，而是地幔的捕虏晶。所以，金伯利岩中地幔物质，例如粗晶橄榄石的含量愈高，含金刚石性就愈好。

二、钾镁煌斑岩

（一）概述

钾镁煌斑岩（lamproite）是一种超钾质镁铁质－超镁铁质超浅成侵入岩或火山岩。以往地质学家一直认为，只有金伯利岩型的原生金刚石矿床才有经济价值。直到1979年在西澳发现了含金刚石的橄榄钾镁煌斑岩，才改变了这种看法。尽管钾镁煌斑岩中金刚石的品质较差，但其品位极高。

钾镁煌斑岩与金伯利岩同产于稳定的地台区，并伴有深大的断裂活动，常呈岩床、岩墙

或小岩体产出。尽管出露不多，但比金伯利岩分布要广泛，不限于太古宙克拉通内，在时代上，从古元古代到第四纪都有。国外，除西澳外，在印度、西班牙、挪威、格陵兰、罗马尼亚、俄罗斯、加拿大、美国、秘鲁和南极等许多地区都有产出。我国扬子克拉通上的贵州镇远地区、湖北随州大洪山地区（刘观亮等，1993）、华北克拉通上的山西北部以及在塔里木地块西南部（Chai et al.，2006）都有钾镁煌斑岩的报道。

（二）岩相学

1. 矿物组成

组成钾镁煌斑岩的矿物主要是一些富钾和富钛的矿物。除含有橄榄石（粗晶及斑晶）、金云母（斑晶及嵌晶）外，还可含钾碱镁闪石及白榴石、透辉石；副矿物的类型复杂，但以含钛矿物为主，也含有铬铁矿、石榴子石及硫化物等。钾镁煌斑岩的基质中可以含有玻璃质，但多数已脱玻化，这是与金伯利岩不同之处。

◎橄榄石：为富镁的橄榄石，多呈自形的斑晶产出，其边缘常具犬牙状结构，很少或不见浑圆状的卵斑结构。在野外，新鲜的橄榄石少见，多以假象存在，通常由碳酸盐矿物（主要是白云石和方解石）、蛇纹石、滑石和石英等组成。

◎金云母：为煌斑岩类的特征矿物之一，因其习性、产状的多样性以及成分的变化而成为煌斑岩类矿物分类的一个重要的依据。在钾镁煌斑岩中，金云母主要为钛金云母，含钛高而铝低。在斑晶和基质中均可出现，基质中的金云母常具嵌晶状结构。以显微斑晶产出的金云母常包裹锐铁矿、铬铁矿、磁铁矿、磷灰石及橄榄石（假象）等而呈嵌晶状。钾镁煌斑岩中的金云母的 TiO_2 含量比金伯利岩高，这与全岩含 TiO_2 高有关。

◎钾碱镁闪石：属于镁钠闪石类矿物。由于化学成分及光性的特殊性，含钛的钾碱镁闪石被视为钾镁煌斑岩的标志矿物。钾高，$K_2O > Na_2O$，TiO_2 和 K_2O 的质量分数多数要大于4.5%。显微镜下钾碱镁闪石的多色性和吸收性较特殊，N_g—浅黄绿－亮黄绿色，N_m—淡红色，N_p 为无色－浅黄色，$N_m > N_g > N_p$。N_p // (010)，$C \wedge N_g = 26°$，$r < v$ 强。正中突起，$N_g = 1.633$，$N_p = 1.616$，$\Delta = 0.016$。二轴晶负光性。钾镁闪石形成一般早于钾长石而晚于金云母。

◎钾长石：常见的是透长石，成分一般较纯，贫 BaO。当 SiO_2 不足时，不出现钾长石而形成白榴石。

◎尖晶石类矿物：根据其来源可分为三种：① 岩浆结晶的原生尖晶石；② 幔源捕虏晶尖晶石；③ 幔源捕虏晶与岩浆反应形成的尖晶石，常见于幔源捕虏晶尖晶石的边缘。其中，幔源捕虏晶尖晶石对找矿有着重要的指示意义。岩浆结晶的原生尖晶石颗粒较小（粒径小于0.1mm），自形，红棕色，Cr/(Cr+Al) 在0.8左右。幔源捕虏晶尖晶石粒度较大（一般为0.5～1.5mm，少数可达3～5mm），常为熔圆的八面体或歪八面体，或八面体与十二面体的聚形，绝大部分为柱状，表面粗糙，常见蠕状、瘤状和蜂窝状的凹坑，有时还发育次变边。薄片中，捕虏晶尖晶石以棕褐色的居多，通常在边缘有一圈黑色的富 Ti 和 Fe 的环边，该边是其与岩浆反应的产物。

◎透辉石：多呈自形的斑晶产出。成分中常含有霓石分子，构成霓辉石或霓透辉石。

◎柱红石（(K，Ba)(Fe，Mg)Ti_7O_{16}）：属含大阳离子复杂钛酸盐矿物。在南非、西澳以及我国山东的金伯利岩和钾镁煌斑岩中发现了一系列的钛酸盐矿物，包括蒙山矿系列和柱红石系列。它们在岩石中作为副矿物出现。

除上述矿物外，钾镁煌斑岩还有普通辉石、磷灰石、石榴子石、金刚石、铬透辉石、碳硅石、刚玉、锆石、方铁矿、钛铁矿、自然铁、石墨、磁铁矿、黄铁矿、磁黄铁矿、自然

铅、方铅矿、自然锡、重晶石、白钨矿、独居石等。

2. 结构构造

常见的岩石结构有粗晶斑状结构、显微斑状结构、自交代结构、次变边结构和包含结构等。岩石多为块状构造。

（三）岩石化学

选择代表性的样品列于表11－2。与金伯利岩相比，钾镁煌斑岩的 SiO_2 高，MgO 和挥发分含量均低于金伯利岩，但它的 MgO 和 K_2O 含量又高于一般的镁铁质岩石的含量，因此是**一种过钾质岩类**（perpotassic rocks，K/Al＞0.8）。

（四）主要种属

◎*橄榄钾镁煌斑岩*（olivine lamproite）：含橄榄石粗晶或斑晶，金云母透辉石斑晶，基质颗粒较小，可以有透辉石、金云母以及副矿物。有些岩石的基质金云母形成嵌晶，包裹了上述斑晶，形成嵌晶结构。橄榄石粗晶常被由细小自形的橄榄石集合体组成的边缘所包围，形成了“犬牙状结构”（刘观亮等，1993）。基质中可有少量玻璃质。这类钾镁煌斑岩可以含金刚石。

◎*白榴钾镁煌斑岩*（leucite lamproite）：斑晶中含白榴石且数量较多，也可含橄榄石、透辉石及金云母的斑晶，但没有橄榄石粗晶，也不含金刚石。

◎*金云母钾镁煌斑岩*（phlogopite lamproite）：斑晶中金云母较多，可含少量的透辉石，基质中常见碱性长石或白榴石（Si 不足时）、钾碱镁闪石、玻璃质和含钛副矿物。当金云母具嵌晶结构时，称为嵌晶状金云母钾镁煌斑岩。

（五）岩石成因与含矿性

钾镁煌斑岩是一种罕见的幔源超钾质岩石，它们多见于板内构造环境或汇聚板块边缘（Foley et al.，1987；Mitchell & Bergman，1991）。板内钾镁煌斑岩出现在太古宙－元古宙克拉通基底边缘（100～200km）处，未受到后期造山事件和裂谷作用的改造，主要岩石类型为橄榄石或金云母钾镁煌斑岩，这些岩石对应的原生岩浆可能是富金云母的方辉橄榄岩部分熔融的产物（Foley，1993）。与此不同，侵位于俯冲带之上构造活动性强的地壳内的钾镁煌斑岩可能是碰撞后环境的产物，代表性的如西欧地中海的钾质岩省（意大利、西班牙、马其顿、塞尔维亚），岩石相对富硅，常见的矿物是斜方辉石、富 Al 及 Ti 的普通辉石和富 Na 的透长石以及钛铁矿，这些岩石的形成可能与俯冲沉积物交代过的地幔部分熔融有关（Prelevic et al.，2008）。

据沈发奎和袁蔺平（1991）研究，西澳含金刚石的钾镁煌斑岩为板内岩浆活动产物，富含 Ba、K、Rb、Sr，挥发分和轻稀土元素，K_2O/Na_2O 比值大于10，K_2O/Al_2O_3 比值小于或者等于1.2，TiO_2 含量高（2.64%～8.12%），属高钾、贫铝、贫钠和富钛的超钾质岩系。岩浆爆发速度快，属未分异的高爆发特点的火山角砾质橄榄钾镁煌斑岩。我国扬子地台的钾镁煌斑岩是一种向煌斑岩过渡的类型，它们的含金刚石性较差。

三、煌斑岩

（一）概述

煌斑岩（lamprophyre）是富含自形的镁铁质矿物斑晶（主要是黑云母和角闪石）的浅

成岩。大多数形成岩脉、岩墙和岩床，极少数呈火山通道相（岩管）或火山渣锥（Rock，1987），规模不大，但分布广泛。目前，多数岩石学家主张将煌斑岩划分成为独立的岩类，但仍未获得广泛的认可。煌斑岩共同特点为：

（1）多数为浅成相，具斑状（煌斑）结构，基质为细粒、微粒或隐晶质结构。

（2）SiO_2 含量变化在超基性－中性岩的范围内，岩石色率高，为深色。

（3）含角闪石、云母等含水矿物，呈自形斑晶、显微斑晶，也可在基质中呈嵌晶，此外还有含 F、Cl、SO_2、CO_2 和 H_2O 的矿物。浅色矿物可以有长石及似长石，但这些浅色矿物只出现在基质中，在斑晶中没有。

（4）岩石富含碱质及挥发分（H_2O 和 CO_2），且含有高的 Ba、P、Sr、Th 和 LREE 含量。

（5）煌斑岩可以与挥发分低的碱性火成岩呈过渡关系，如黄长煌斑岩可向黄长石岩过渡，沸煌岩可向碧玄岩过渡，云煌岩可向云母辉石岩过渡。

因此，从某种意义上，可以将煌斑岩理解为富含挥发分的碱性火成岩。

（二）岩相学

1. 矿物组成

最明显的特征是在斑晶和基质中均含有大量的自形的暗色矿物，包括黑云母、角闪石、辉石和橄榄石等，斑晶中无长石和斜方辉石。浅色矿物主要在基质中产出，自形程度较差，主要为碱性长石和斜长石。在碱性煌斑岩中，出现棕闪石、钛辉石等碱性暗色矿物以及似长石（霞石、白榴石、方沸石等）、黄长石和磷灰石等矿物。此外，还能见到钛铁矿、石榴子石、榍石、褐帘石、锆石、独居石、碳酸盐和硫化物矿物等。

2. 结构构造

岩石主要为**煌斑结构**（lamprophyric texture），即暗色矿物较多，在斑晶和晶质中均自形，而浅色矿物的自形程度较差，主要出现在基质中。部分岩石可见**全自形粒状结构**（euhedral-granular texture）（图 3－7b）。多数煌斑岩具块状构造，少数可见气孔构造和球颗构造。**球颗构造**（variolated structure）是指岩石中含有一些浑圆状球颗，薄片中为圆形、近圆形或不规则圆形。球颗的成分多为黑云母或角闪石，这些矿物呈自形的长条状、针状，有时呈放射状、束状分布在长石中。

（三）岩石化学

煌斑岩的 SiO_2 含量较低，但有些变化于超基性－中性岩的范围内，富含挥发分（H_2O 和 CO_2）。含似长石或黄长石的岩石更低一些。$MgO + FeO$ 和 $K_2O + Na_2O$ 含量通常较高，并富含挥发分。

（四）主要种属

一般根据长石和暗色矿物的种类，对煌斑岩详细命名（表 11－3），如云煌岩、闪辉正煌岩（正煌岩）和棕闪煌斑岩等。在无适合的矿物命名时，可以根据岩石的化学成分来定名，例如，按 SiO_2 与 K_2O 含量划分为钙碱性煌斑岩、碱性煌斑岩等（Rock，1987）。

表 11-3 煌斑岩的分类命名

浅色矿物		主要镁铁矿物		
长石	似长石	黑云母>角闪石，±透辉石、(±橄榄石)	角闪石、透辉石、±橄榄石	棕闪石、钛辉石、橄榄石、黑云母
正长石>斜长石	–	云煌岩 (minette)	闪辉正煌岩 (vogesite)	–
斜长石>正长石	–	云斜煌岩 (kersantite)	闪斜煌岩 (spessartite)	–
正长石>斜长石	长石>似长石	–	–	霞闪正煌岩 (sannaite)
斜长石>正长石	长石>似长石	–	–	棕闪斜煌岩 (camptonite)
–	玻璃质或似长石	–	–	沸煌岩或方沸碱煌岩 (monchiquite)

(据 Le Maitre，2002)

(五) 岩石成因

煌斑岩对理解地球动力学过程（大陆伸展、地幔柱–岩石圈相互作用、大陆裂解和碰撞、地幔富集过程等）具有极其重要的意义。在造山带，煌斑岩一般代表了造山后伸展作用的开始。同时，钙碱性煌斑岩还与中温热液金矿床有密切的时空关系。因而，煌斑岩的研究越来越受到关注。关于煌斑岩浆的形成机制，已提出了多种成因的解释，包括交代的岩石圈地幔的低度部分熔融、液态不混溶、富含挥发分的基性岩浆的极端分异、直接来自地幔柱顶部的软流圈熔体的结晶以及基性和碱性岩浆的混合（翟淳，1981；徐红等，2000；李献华等，2002；刘燊等，2005；刘畅等，2006；Xu et al.，2007；Chalapathi Rao et al.，2012）。由交代的岩石圈地幔熔融产生的煌斑岩，通常与造山环境关系密切，例如大洋板块的俯冲有利于岩石圈地幔的交代作用进而产生煌斑岩。即使在有些缺乏俯冲带的直接证据的地区，也有地质和地球物理证据显示古俯冲板片对地幔的改造作用。

四、碳酸岩

(一) 概述

碳酸岩（carbonatite）是主要由碳酸盐矿物（体积分数>50%）组成的一种火山岩或侵入岩。对火成碳酸岩的确认，经历了很长时间。直到20世纪60年代发现了碳酸岩的活火山和熔岩后，火成碳酸岩才得到公认。例如，Dawson（1960，1966）在考察坦桑尼亚奥多依尼伦盖活火山时，发现了正在喷出来的碳酸岩熔岩，1961年在乌干达波塔尔堡林地区也发现了碳酸岩熔岩。碳酸岩不仅是研究大陆地幔演化的“岩石探针”；而且与许多金属（REE、Nb–Ta、U、Th、Cu、Au等）和非金属（磷灰石、萤石、蛭石、金刚石等）矿产资源有着密切的关系（黄智龙等，2005）。

（二）岩相学

1. 矿物组成

碳酸岩的矿物成分复杂多样，据统计达 180 多种。主要矿物是方解石、白云石和铁白云石，其次有碱性长石、霓石、钠闪石、透辉石、霞石和黄长石，磷灰石也是常见矿物。稀土元素矿物种类较多，主要有铌铁矿、独居石、烧绿石、铌金红石、铀铌钽矿及硅灰石等。

2. 结构构造

多数碳酸岩为粒状结构，结晶的颗粒大小平均值分布在 2～5mm 之间。方解石碳酸岩主要为粗粒结构，而白云石碳酸岩为细粒结构。岩石一般以块状构造为主，有时有流动构造、条带状构造及瘤状构造等。其中，条带状构造主要表现为粗粒与细粒方解石碳酸岩交互成条带，或者是富方解石（或铁白云石）的碳酸岩和含其他矿物（如角闪石、辉石、金云母等）的部分组成的条带。

（三）岩石化学

碳酸岩化学成分变化较大，多数岩石富 CaO 和 CO_2，SiO_2 很低，稀土元素含量较高，以铈族稀土元素为主，钇族稀土元素几乎不存在，Nb_2O_3 含量普遍高于 Ta_2O_3 含量。碳酸岩与沉积碳酸盐岩化学成分差别很大，沉积碳酸盐岩通常富含 SiO_2、TiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、FeO、K_2O、Na_2O、SrO 和 P_2O_5，而 CaO 和 CO_2 含量一般相对较低。

（四）主要种属

碳酸岩中的碳酸盐矿物体积分数应大于 50%，根据方解石和白云石的相对含量来进一步命名（表 11－4）。对于那些含碳酸盐矿物在 10%～50% 之间的岩石可称为方解石（或白云石）××岩，如方解石霓霞岩等。对于碳酸盐矿物含量 <10%，而又必须强调时，在岩石基本名称前加“含”字，如含方解石霓霞岩等。对于碳酸岩，也可根据特征矿物和特征元素进一步命名，如黑云母碳酸岩、稀土碳酸岩等。

表 11－4 碳酸岩的分类

岩石名称	方解石碳酸岩	白云方解碳酸岩	方解白云碳酸岩	白云石碳酸岩
方解石	>90%	50%～90%	10%～50%	<10%
白云石	<10%	10%～50%	50%～90%	>90%

（据 IUGS，1979）

（五）产状和类型

碳酸岩有侵入相和喷出相之分，但分布都极稀少。

具侵入产状的碳酸岩体常呈岩株、岩筒、环状岩墙、锥状岩墙产出。有的可见捕虏体或深源包体（石榴二辉橄榄岩）。多与其他岩石共生，形成杂岩体，常见的两种产状是：

◎中心型碳酸岩杂岩体：多与超基性－碱性岩共生，与霓霞岩、橄榄岩等形成环状杂岩体，碳酸岩位于杂岩体的内部，而且往往是最后期的产物（图 11－3）。

◎脉状碳酸岩体：多数出现在杂岩体内或围岩中，也有的单独呈脉状体与偏碱性的超基性岩脉共生。在我国山东莱芜－淄博一带，有许多超基性煌斑岩脉，伴生有呈脉状、床状等产出的碳酸岩脉。

喷出相的碳酸岩除呈熔岩、火山碎屑岩产出外，还有呈火山颈相产出的碳酸岩体。目前

已发现碳酸岩的地区为坦桑尼亚、乌干达东部、美国西部、法国拉克尔湖地区及肯尼亚西部等，在我国云南、四川、西藏和甘肃等地也有碳酸岩的报道（如 Hou et al.，2006）。

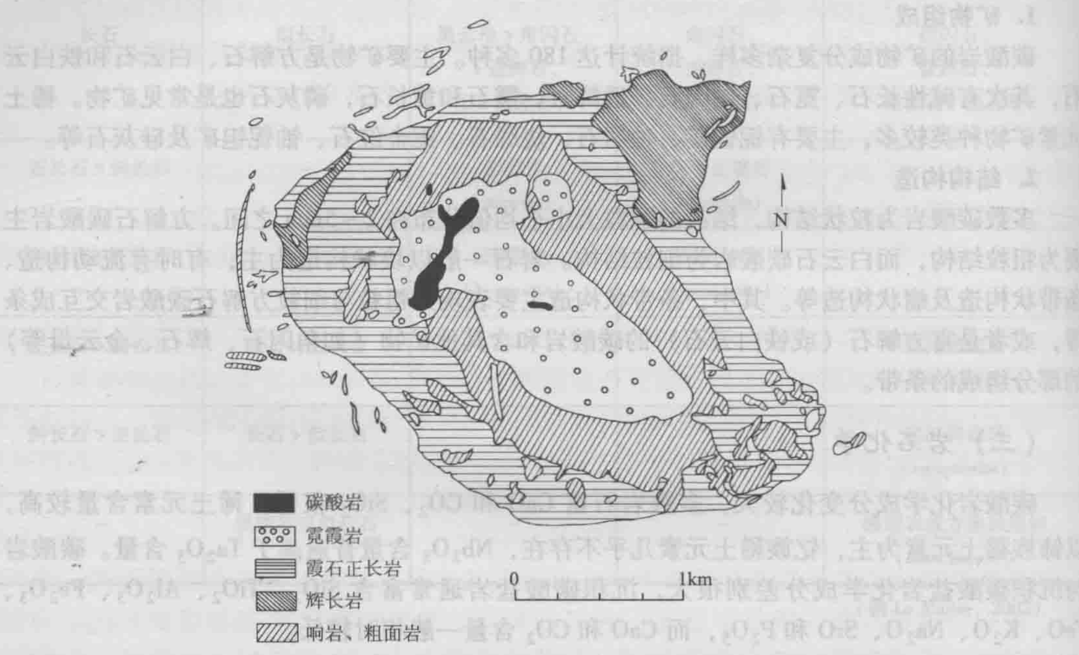


图 11－3　阿肯色马格尼特湾碳酸岩－霓霞岩环状杂岩地质图

（据 Hyndman，1985）

（六）岩石成因

关于碳酸岩的成因，通常认为其为幔源成因（ Bailey，1993），常与其他类型地幔岩浆岩（例如碱性玄武岩、金伯利岩和霞石岩等）在时空上共生，可由碳酸盐化橄榄岩和榴辉岩部分熔融、地幔岩浆分异或液态不混溶作用等不同方式形成。近来的研究表明，碳酸岩还可能为壳源成因，主要由沉积的碳酸盐岩在地壳环境中部分熔融形成（董春艳等，2009；Wan et al.，2008；任建德等，2007；Liu et al.，2006；赵斌等，2004）。Lee & Wyllie（1998）根据实验研究，提出富碳酸岩的岩浆可能是在大于 70km 以上的深度条件下，由碳酸盐交代的橄榄岩部分熔融的产物，这种幔源的碳酸岩母岩浆是富集 CO_2 的。有关碳酸岩的成因，读者还可参阅 K. Bell 等发表于英国《岩石学杂志》（Journal of Petrology，1999，39（11－12）：1839－1845）的文章。

五、黄长岩类

（一）概述

黄长岩类（melilitites）主要是由黄长石和辉石（有时包括钙钛矿）组成的超镁铁质火成岩，若为火山岩，称为**黄长岩**（melilitite），若为含黄长石的侵入岩，称为**黄长石岩**（melilitolite）。

黄长岩类在自然界非常特殊而稀少，最著名的产地是意大利，在非洲的乌干达、坦桑尼亚和南非等地都有出露。我国西秦岭地区也发育了新生代的黄长岩类。多数的钾霞橄黄长岩因其富含丰富的深部信息（如含大量的地幔包体、高压巨晶和捕虏晶等）而成为火成岩中一个新的研究热点。

黄长岩类是富钾贫硅的岩石类型，属**超钾质岩类**（ultrapotassic rocks）。该岩石要求黄长石含量大于10%。若岩石中存在长石，要求黄长石的含量大于长石的含量。

黄长石岩岩体（侵入相）多呈小岩墙、岩脉，常与侵入相的碳酸岩岩体共生，产于大陆裂谷环境；黄长岩（喷出相）多呈火山颈相和喷发相产出，常与碳酸岩、碧玄岩、白榴岩等共生。

（二）岩相学

1. 矿物组成

黄长石类的矿物种类较多，主要矿物为黄长石、橄榄石（体积分数小于10%）、辉石，似长石（白榴石、霞石、钾霞石和方钠石族）和黑云母次之。

黄长石（melilite）是几个端元的固溶体矿物，主要包括钙铝黄长石（$Ca_2Al(AlSi)O_7$）和镁黄长石（$Ca_2MgSi_2O_7$），一般的化学式是 $(Ca, Na)_2(AlMgFe^{2+})(AlSi)SiO_7$。

2. 结构构造

黄长岩类多为斑状结构，斑晶主要为橄榄石、辉石，黄长石大部分出现在基质中，呈长条状，与长石的区别是其突起高，具有特有的“钉齿构造”。火山成因的黄长岩的基质结构类似于交织结构和粗面结构。与安山岩和粗面岩不同的是，基质中的微晶为黄长石和辉石。

（三）岩石化学

在化学组成上，黄长岩类富钾贫硅，$K_2O > 3\%$，$MgO > 3\%$，$K_2O/Na_2O > 2$，$K_2O + Na_2O$ 值与碱性基性－超基性岩的相近，但 Al_2O_3 偏低，CaO 略高。

（四）主要种属

黄长石岩（侵入相）通常根据IUGS（1989）推荐的Mel－Ol－Cpx三角图解（图11－4a）进一步分类，将其分为黄长石岩、橄榄黄长石岩、辉石橄榄黄长石岩、辉石黄长石岩、橄榄辉石黄长石岩、含黄长石橄榄岩和含黄长石辉石岩。IUGS（2002）对该方案做了进一步的补充：

（1）若黄长石含量小于长石含量，并且长石含量大于10%，表明岩石的镁铁矿物含量小于90%，这时岩石已不属于典型的黄长岩类，可根据QAPF双三角图解进行命名，如黄长似长石岩等。

（2）除黄长石外，若其他主要矿物（包括钙钛矿、橄榄石、蓝方石、霞石和辉石）之一的含量大于10%，并且黄长石的含量小于65%时，可采用以下名称：① 当钙钛矿含量大于10%时，称为**钛黄云橄岩**（afrikandite）；② 当橄榄石含量大于10%时，称为**橄黄岩**（kugdite）；③ 当蓝方石含量大于10%，并且黄长石含量大于蓝方石含量时，称为**蓝方黄长岩**（okaite）；④ 当霞石含量大于10%并且黄长石含量大于霞石含量时，称为**云霞黄长岩**（turjaite）；⑤ 当辉石大于10%时，称为**辉石黄长岩**（uncompahgrite）。

（3）当黄长石含量大于65%时，称为**超黄长石岩**（unltramelilitolite）。

黄长岩（喷出相）同样可以根据IUGS（1989）推荐的Mel－Ol－Cpx三角图解（图11－4b）进一步分类，将其分为黄长岩、橄榄黄长岩和含黄长石超镁铁质火山岩。若岩石含似长石并且黄长石含量大于似长石含量时，可定名为似长石（具体种属）黄长岩，如霞石黄长岩；若黄长石小于似长石时，可定名为黄长似长石（具体种属）岩，如黄长白榴岩。但是，当岩石颗粒过细，无法确定矿物成分时，需要进行化学分析，并采用TAS分类方案作进一步划分。

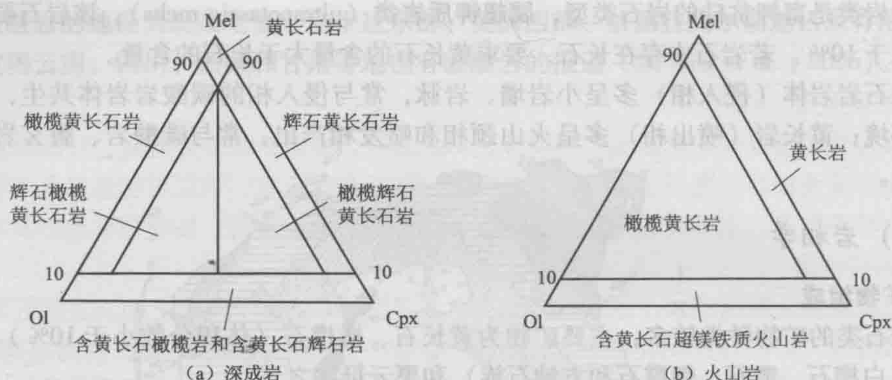


图 11－4　黄长岩类分类命名

(据 Streckeisen, 1978)

Mel—黄长石；Ol—橄榄石；Cpx—单斜辉石

(五) 构造环境

黄长岩类为幔源岩浆产物。关于黄长岩类产出的构造环境，主要存在以下三种假设(喻学惠, 2004)：① 产于消减带附近，如意大利地区，可能与大陆岩石圈的消减作用有关；② 产于裂谷环境，如东非裂谷的乌干达和肯尼亚等地，为典型裂谷岩浆作用的产物；③ 既可产在裂谷区，也可产在陆陆碰撞导致的地壳加厚和构造隆升区，可能与热点或地幔柱活动有关。

六、霓霞岩－霞石岩类

霓霞岩－霞石岩类是过碱性的超基性岩，岩石中 $SiO_2<45\%$，K_2O+Na_2O 含量为 5%～10%，组合指数 $\delta>9$，SiO_2 极度不饱和。侵入岩的代表岩石是霓霞岩，喷出岩的代表岩石是霞石岩。

霓霞岩－霞石岩类的矿物成分较复杂，常见矿物有霞石和碱性暗色矿物。霞石中经常有许多包裹体，次生变化较普遍，多变为钙霞石、白云母和沸石等矿物。暗色矿物主要为碱性辉石，包括霓辉石、霓石和钛辉石，有时可见碱性角闪石和富铁黑云母。常见的副矿物有钛铁矿、榍石、磷灰石、黑榴石和方解石，有时磷灰石和黑榴石含量可以很高。

我国四川南江坪河和宁南流砂乡等地分布有典型的霓霞岩类岩石，它们常与霞石正长岩类和碳酸岩类共生，形成多期复杂的环状侵入体。在山西紫金山碱性杂岩体、辽宁凤城顾家碱性杂岩体和河北阳原碱性杂岩体中，亦有少量分布。喷出岩分布更少，我国仅见于江苏无锡和安徽女山等地。

(一) 霓霞岩 (ijolite)

霓霞岩中常见矿物有霞石和碱性暗色矿物，后者主要有碱性辉石（霓辉石、霓石、钛辉石)、碱性角闪石和富铁黑云母。常见副矿物有钛铁矿、榍石、磷灰石、黑榴石和方解石。

岩石以半自形粒状结构为主，可呈块状结构、条带状构造、流动构造或似层状构造。

根据霞石与碱性辉石的相对含量进一步分为磷霞岩、霓霞岩、霞霓钛辉岩和钛铁霞辉岩(表 11－5)。此外，有些过碱性超基性岩的似长石矿物不是霞石，而是白榴石、方钠石或黄

长石等，可据似长石矿物和暗色矿物的种类进行定名，如白榴石橄辉岩、方钠霓辉岩和黄长石岩等。

表 11-5　霓霞岩类的种属划分

岩石名称	磷霞岩	霓霞岩	霓霞钛辉岩	钛铁霞辉岩
霞石含量	90% ~70%	70% ~30%	30% ~10%	<10%
碱性辉石含量	10% ~30%	30% ~70%	70% ~90%	>90%

（二）霞石岩（nephelinite）

霞石岩是与霓霞岩在化学成分和矿物成分上相当的喷出相岩石，具斑状结构，多孔状构造。主要矿物成分是霞石，辉石次之，几乎完全不含长石。含橄榄石的称橄榄霞石岩。副矿物主要为榍石、黑榴石，而橄榄霞石岩中的副矿物则主要为铬铁矿、铬尖晶石。

本类岩石在地表分布极少，侵入岩经常以小岩体（特别是环状中心侵入体）产出，并常与中性过碱性岩石（霞石正长岩）和基性碱性岩石密切共生。在同一岩体内岩石主要矿物的含量和结构构造常常在很短的距离内变化很大。

七、霞石正长岩-响岩类

在化学成分上，本类岩石 $Na_2O + K_2O$ 值很高（>10%），$Na_2O + K_2O > Al_2O_3$，$\delta > 9$，SiO_2 介于 53%~66% 之间，属 SiO_2 不饱和的过碱性中性岩。

（一）霞石正长岩（nepheline syenite）

霞石正长岩在矿物组成上，浅色矿物主要为碱性长石和似长石，不含石英。碱性长石有正长石、歪长石、条纹长石、微斜长石和钠长石。似长石主要为霞石，亦常见方钠石。暗色矿物主要为碱性暗色矿物，包括辉石、碱性角闪石和黑云母等。辉石主要是霓石、霓辉石、透辉石及钛普通辉石。碱性角闪石为钠闪石、钠铁闪石和富铁钠闪石。黑云母为红褐色的富铁黑云母。副矿物的种属极丰富，其中大部分是 Ti、Zr、Nb 的硅酸盐，有锆石、单斜钠锆石、锆钽矿、独居石、褐帘石、黑榴石、钙铈镧矿、硅铈矿、硅铈钛矿、异性石、负异性石、闪叶石和星叶石等，此外，还有磷灰石、榍石、金红石、钙铁矿、磁铁矿、方解石、萤石等。当某种副矿物含量增加时，可参加命名。

（1）常见的结构有：

◎半自形粒状结构：长石为比较自形的板状，较霞石自形，霞石充填在长石颗粒的间隙中，少数情况下霞石也可以比长石自形些。

◎嵌晶结构：钾长石与霞石、方钠石及霓石呈嵌晶连生，在巨大的微斜长石和霞石颗粒之间充满着细粒的霞石、方钠石及其他矿物。

◎似粗面结构：长石晶体略具定向排列，在长石晶体之间充填着霞石或霓石。

（2）常见的构造有块状构造、条带构造、斑杂构造及似片麻状构造。

霞石正长岩主要鉴定特征是大于 5% 的似长石出现，包括霞石和方钠石、钙霞石和方沸石等，进一步可根据似长石的种类命名。

霞石正长岩分布极少，以小岩体为主，呈小岩株、岩床、岩盖或岩盆等产出，很少成独立的岩体。其主要有两种共生类型：一种是与碱性正长岩共生，形成时间较碱性正长岩晚；另一类是与碱性辉长岩类共生。在我国山西紫金山、云南个旧、四川南江永平、四川宁南流

砂乡及猫毛沟、河南原阳和辽宁凤城等地有产出。广东省从化市石岭方钠石正长岩是南岭地区目前唯一已知的早白垩世硅酸不饱和正长岩（刘昌实等，2002）。

与其有关的矿产主要是稀有和稀土元素矿床，不仅类型多，而且十分丰富。

（二）响岩（phonolite）

响岩是与霞石正长岩成分对应的碱性喷出岩。主要矿物成分是碱性长石、似长石和暗色矿物，少见或基本不含斜长石。碱性长石以透长石为主，其次是歪长石、正长石、钠长石。似长石常见有霞石、白榴石、方沸石、方钠石、黝方石和蓝方石等。暗色矿物含量为10% ~15%，主要是碱性角闪石及辉石。岩石以斑状结构为主，基质为粗面结构或隐晶结构，而玻璃质不常见。如果基质中霞石较多，常呈六边形切面的自形晶产出，则称为**响岩结构**。斑晶以碱性长石为主，似长石及碱性暗色矿物亦可以斑晶形式产出。据岩石中似长石矿物的种类，可进一步分为霞石响岩、白榴石响岩、黝方石响岩、方钠石响岩和蓝方石响岩等。响岩分布面积很小，一般呈短小的岩流或岩钟产出，分布于碱性岩的分布区。我国的江苏娘娘山、山西紫金山、辽宁及西藏的巴毛穷宗均有响岩分布。

思　考　题

1. 简述金伯利岩、钾镁煌斑岩及煌斑岩的异同点。
2. 试解释金伯利岩中粗晶橄榄石含量愈高，含金刚石性愈好的原因。
3. 总结金伯利岩与钾镁煌斑岩的含金刚石性的影响因素。
4. 在学完沉积岩章节后，对比碳酸岩与碳酸盐岩的异同点。
5. 简述黄长岩与黄长石岩的区别与联系。
6. 如何区分霞石和碱性长石？
7. 总结哪些岩石可以含地幔捕虏体。
8. 在学完本章后，你认为哪些岩石可以作为地球深部物质的“探针”？

第十二章 岩浆起源和演变

岩浆起源和演变的讨论，就是要回答自然界为何存在多种多样的岩浆，以及为什么会产生多种多样的火成岩的问题。

地壳和地幔几乎全由固态的岩石组成，这些固态的硅酸盐岩石是怎样形成硅酸盐岩浆的呢？这就是岩浆的起源问题。岩浆的起源主要关系到源区岩石物质的组成和导致源区岩石熔融的因素。不管是什么样的物质成分，导致其发生熔融的主要因素基本上是相似的，但熔融作用与岩浆发生的主导因素与所处的构造环境关系密切。

自然界有各种各样的火成岩。火成岩类型和成分的多样性既与不同源区在不同的条件下产生出不同的原生岩浆成分有关，也与形成的原生岩浆在上升、侵位和喷发过程中进一步发生成分演变有关。岩浆从源区上升到地壳或地表冷却形成固态岩石，固态岩石与原生岩浆在成分上存在巨大差异，我们把这种过程称之为岩浆演变。

这里，我们首先讨论影响岩石熔融和岩浆产生的主要因素，分析不同构造背景下不同成分的源区（地幔、大陆壳和大洋壳）发生熔融的过程和岩浆特点，最后介绍有关岩浆成分演变和控制岩石成分多样性的主要作用过程。

一、岩 浆 起 源

（一） 岩浆产生的因素

岩浆产生的实质就是固态岩石向液态转变的过程。一般来说，只要能提供热源，使地壳或地幔的岩石所处环境达到液相出现的条件时，岩石就会发生熔融。产生的熔体与残余固相分离后就形成**原生岩浆**（primary magma）。部分熔融过程中，较早被熔融的组分称为易熔组分，较难熔融的组分称为难熔（或耐熔）组分。在岩石学研究和模拟中，将部分熔融过程分为**平衡（批式）熔融**（equilibrium melting，batch melting）和**分离熔融**（fractional melting）两种。平衡（批式）熔融是指在岩石熔融过程中，熔体不断地与残留固体发生物质交换，与之保持平衡，直到熔体整批的从源区分离出来。在封闭体系中达到平衡的熔体与残留固相的成分是互补的。分离熔融指的是，少量熔体一旦形成，就与残余固相分离，而不与之发生反应。由于这是一个非平衡过程，与分离熔融有关的熔体与残留固相的成分不是互补关系。固相物质的熔融通常与温度升高有关，但压力下降和挥发分的加入也可使体系移至固相线以上（图 12－1），从而引起熔融作用。增温、降压、加入流体作为导致原岩发生部分熔融的主要因素已经得到了证实，但三个因素并不是独立发挥作用的。不同的构造环境，这三种因素所起的作用可能不同。例如，幔源玄武质**岩浆底侵**（magmatic underplating）到下地壳底部，岩浆所携带的热量可使下地壳增温，同时，玄武质岩浆在结晶过程中释放出的挥发分也会加入到下地壳中，进一步降低了下地壳熔融温度，使熔融作用进一步加强。

1. 增温（$T\uparrow$）

在图 12－1 中，岩石增温导致地温梯度高于正常地温梯度，即在 $P-T$ 图上的斜率变小，地温梯度线与岩石的固相线重合或相交时，岩石将发生部分熔融（由 B 点到 A' 点）。

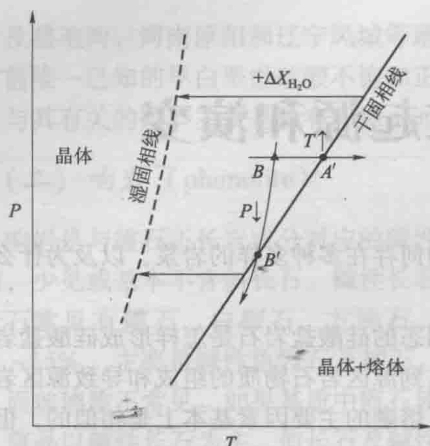


图 12-1 温度（T）、压力（P）和水（X_{H_2O}）的变化导致岩石部分熔融示意图

图中实线表示某种岩石的干固相线（无水体系），虚线表示湿固相线（含水体系，可能水并不饱和）。黑三角（B 点）表示岩石初始的温压条件，它位于干固相线左侧（晶体稳定区），在该点时岩石不会发生熔融。当温度升高或压力降低时，岩石温压条件将越过固相线（A'和B'）进入熔体＋晶体区域，发生部分熔融。此外，当岩石中加入水（$+\Delta X_{H_2O}$）时，岩石的熔点降低，固相线整体向左移到湿固相线的位置（图中的虚线），使得岩石进入熔体＋晶体区域，发生部分熔融

增温的方式有以下几种：

◎*岩石或岩浆通过热传导或对流增温*：与岩石或岩浆的对流或传导运动相联系的热传递，是使岩石温度升高，超过其固相线的重要方式。该过程发生在两大全球板块构造体制中：① 俯冲带下插的大洋岩石圈板块可以从周围温度较高的地幔中获取热量。因此，与老的、较冷的俯冲板片相比，年轻的、较热的玄武质板片更容易发生部分熔融。同时，由于板片快速下插，所产生的剪切热也可以使温度升高，促进熔融作用的发生。② 地幔柱构造和岩浆底侵导致上覆岩石增温而发生熔融。

◎*剪切增温*：公式 $Q = T\,(d\varepsilon/dt)$ 说明功可以转化为热能（Q）。其中 T 为临界变形所需的剪切应力，$d\varepsilon/dt$ 为应变速率。设剪切应力为 50MPa，在地质过程中具有代表性的应变速率为 $5\times10^{-14}/s$（造山带缩短和地幔对流过程中的应变速率即为该数值），则 $Q = 50\times10^6 Pa\ [(kg/m\cdot s^2)/Pa]\times 1\ [J/(kg\cdot m^2/s^2)]\times5\times10^{-14}/s^4 = 2.5\times10^{-6} J/(m^3\cdot s)$。对于质量为 1g，密度为 $2.7\times10^6 g/m^3$ 的花岗岩，由剪切应力做功所获得的热量为 $Q = 6.8\times10^{-13} J/(g\cdot s)\approx2\times10^{-5} J/(g\cdot a)$。但这种热产率太小，即使应力作用持续且无热量的扩散，要熔化初熔温度为600℃的花岗岩也需要 36Ma 的时间。

通过热反馈机制，剪切热可能足以导致熔融的发生。如温度的升高可以降低岩石的表面粘度，从而使剪切变形在该区集中发生，剪切变形又可聚集更多的热量以降低岩石的表面粘度，这样持续相互作用，直到达到岩石的熔点。但是，这种熔融方式产生的熔体量一般都很小。局部剪切熔融可以发生在陨石撞击点附近，也可沿断裂带分布，因为这些区域应变速率都非常高。

◎*放射性同位素的衰变*：K、Th、U 的衰变及岩石中其他低丰度放射性成因同位素的衰变都可以产生热量，只是产生的速度较慢（花岗岩约为 $3.4\times10^{-5} J/(g\cdot a)$，玄武岩为 $5.0\times10^{-6} J/(g\cdot a)$，橄榄岩为 $3.8\times10^{-8} J/(g\cdot a)$。与分散的剪切热相似，在温度不向外扩散的情况下，这种衰变要累积数千万年才能使深部岩石达到固相线。而且，熔融形成的第一批熔体将会从原岩中带走大量的不相容元素（K、Th、U），致使接下去的热量产生得更慢。因此，在大多数情况下，单纯依靠放射性衰变是不可能产生岩浆的。

◎*构造增厚*：在活动的造山带或俯冲带，逆冲和褶皱都可使陆壳增厚到 50km 以上（图12-2），导致深部地壳的温度超越其固相线。在该过程中，有多个因素以复杂的方式相互作用。比如，放射成因热在加厚的陆壳中得到了加强。在地壳 30km 深度处，所获得的增温为 600℃（设大陆的地热梯度为 20℃/km），低于大多数岩石的固相线。但是当地壳增厚到 50km 时，采用相同的地热梯度时，该深度所获得的初始温度为 1000℃，超过了大多数地壳岩石的固相线。增厚的最佳效果取决于增厚的速率，这种作用也可能因快速的抬升剥蚀而被

削弱。

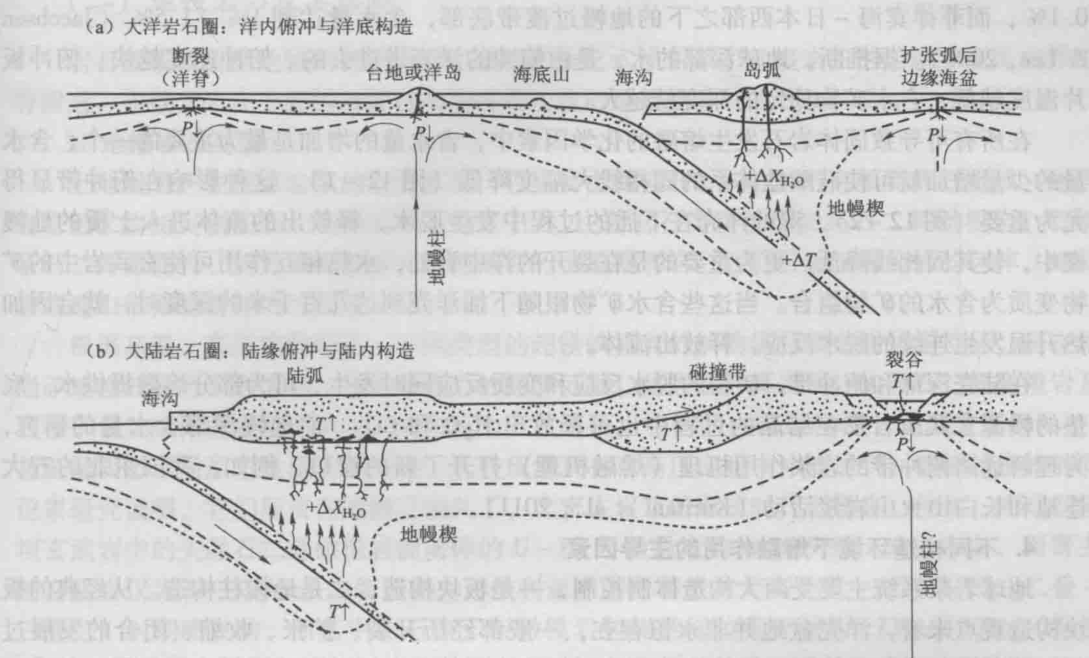


图 12-2　不同构造背景下 T、P 和 X_{H_2O} 变化与部分熔融分布示意图

(据 Best, 2002)

(a) 大洋岩石圈由减压主导的部分熔融，主要发生在洋中脊、洋岛及洋底高原；俯冲带的岛弧地区主要受流体释放和升温作用的影响使岩石发生熔融；弧后扩张区域则主要由减压导致岩石熔融。(b) 大陆岩石圈内部，俯冲带大陆边缘弧区域，升温和流体加入是导致洋壳熔融、地幔楔部分熔融的主因，同时上升的岩浆底侵垫托在 Moho 面之下，地壳岩石也会因为升温而发生部分熔融；大陆内部碰撞带会因为构造加厚引起升温而发生部分熔融，也会因为大陆裂谷处的减压和升温发生部分熔融；大陆板块之下的地幔柱作用导致的减压和升温会导致陆下地幔发生部分熔融

2. 减压（$P\downarrow$）

在 $P-T$ 图中，由于干硅酸盐体系的固相线为正斜率，位于固相线附近的岩石通过绝热减压可以发生熔融。以无挥发分的固态岩石为例（图 12-1），岩石初始位于干的固相线左侧（B 点）。当该岩石上升至较浅的位置，假定降压、绝热降温的比率约为 0.3℃/km 或 1℃/10^8Pa，岩石由 B 点滑至 B'点，BB'的斜率大于干的固相线。在 B'点熔融开始发生，熔融所需的热能来自于板片本身所储存的热量。

地幔岩石的减压熔融是洋中脊、大陆裂谷和洋岛等构造伸展区产生大量玄武质岩浆的重要方式（图 12-2）。

3. 挥发分的加入（$+\Delta X_{H_2O}$）

液态水覆盖了地球大约 70% 的表面积，但其质量却只占地球质量的 0.025%，远远少于所推断的地核形成之前地球的总含水量，也少于洋中脊岩浆（0.2%~0.3% H_2O）和模式“富集地幔”源区（约 0.04% H_2O）的水含量。因此，地球内部可能储存相当数量的水（Jacobsen & Lee，2006）。

在大洋和大陆地壳内，水（及少量的 CO_2）主要储存于沉积物的孔隙或玄武岩裂隙中，但含水矿物中包含的挥发组分也不容忽视。以往只测定过各种上地幔岩石中的含水量，但近年来，有关软流圈以下直到 410~660km 深处的地幔过渡带的含水量问题，也引起了地学界

的高度关注。例如，研究发现，在菲律宾海之下地幔过渡带以上区域，地幔岩石含水量达0.1%，而菲律宾海－日本西部之下的地幔过渡带底部，含水量达到1%～1.5%（Jacobsen & Lee，2006）。据推断，地球深部的水，是由俯冲的洋壳带进去的。俯冲速度越快、俯冲板片温度越低，含水矿物稳定的深度就越大。

在所有可导致固体岩石发生熔融的化学因素中，含水量的增加是最为重要的一个。含水量的少量增加就可使硅酸盐体系的固相线大幅度降低（图12－1）。这种影响在俯冲带显得尤为重要（图12－2），湿的洋壳在下插的过程中发生脱水，释放出的流体进入上覆的地幔楔中，使其固相线降低。更为重要的是在裂开的洋中脊处，水热相互作用可使玄武岩中的矿物变质为含水的矿物组合。当这些含水矿物跟随下插洋壳到达几百千米的深度时，就会因加热升温发生连续的脱水反应，释放出流体。

在陆壳深部和俯冲带，矿物的脱水反应和变质反应同时发生，可为部分熔融提供水。底垫的幔源玄武质岩浆在结晶的过程中也可释放出 H_2O 和 CO_2。而地幔深部含水量的研究，为理解远离俯冲带的岩浆作用机理（熔融机理）打开了新的窗口，例如，我国东北的五大连池和长白山火山岩浆活动（Kuritani et al.，2011）。

4. 不同构造环境下熔融作用的主导因素

地球岩浆系统主要受两大构造体制控制，一是板块构造，二是地幔柱构造。从经典的板块构造观点来看，洋壳盆地并非永恒存在，一般都经历开裂、扩张、收缩、闭合的发展过程，即所谓的威尔逊旋回。板块构造理论对板块边界的火山活动和地震做出了解释，却难以解释板块内部出现的地震与火山活动。Wilson 和 Morgan 通过对广阔的太平洋上夏威夷洋岛－皇帝链火山岩年代学的研究提出了“热点”和地幔柱构造的认识，现已被广泛认可。地幔柱是一种热的物质流，从核幔边界处上升，在上地幔深度发生减压熔融，热点是地幔柱在地表的表现。表12－1简要概括了板块构造与地幔柱构造体制下导致岩浆产生的因素、岩浆类型和部分实例。

表12－1　不同构造环境岩石熔融的主要因素及产生的岩浆类型

构造体制	板块构造						地幔柱
构造环境	离散边界	错断边界	汇聚边界			大陆内部	板内为主，也包括其他多种环境
构造位置	洋中脊	转换断层	岛弧－大陆边缘弧	弧后盆地	陆－陆碰撞造山带	大陆裂谷	
主导因素	减压熔融	减压熔融	俯冲板片脱水导致地幔熔融、洋壳的脱水熔融	减压熔融，可能有深源挥发分的加入	加热	减压熔融，可能有深源挥发分的加入	加热、减压，可能有深源挥发分的加入
火成岩类型	拉斑玄武岩	拉斑玄武岩	钙碱性火山岩为主，包括安山岩、玄武岩、流纹岩、埃达克岩，产出大的花岗岩类岩基	基性火山岩	花岗岩、流纹岩及相关岩石	双峰式火山岩	洋岛型玄武岩、苦橄岩、超镁铁质岩、碱性长英质岩石
实例	太平洋和大西洋洋中脊	东太平洋的 Garrett 转换断层	环太平洋岛弧－陆弧带，昆仑山三叠纪岩浆带	西太平洋边缘弧	青藏高原、德国西南华力西 Odenwald 花岗岩	东非裂谷（实际上也是由地幔柱控制的）	夏威夷火山岛链、哥伦比亚河玄武岩、西伯利亚暗色岩省、峨眉山玄武岩

（二）地幔岩石及其熔融

岩石圈或软流圈地幔的部分熔融，通常产生玄武质岩浆。地幔岩石的熔融多发生在洋中脊附近，少数发生在上升的地幔柱和俯冲带上盘的地幔楔中（见图 12－2）。

1. 地幔岩石类型

上地幔是产生幔源岩浆的主要来源，它主要由橄榄石、斜方辉石和单斜辉石组成，也含有富铝矿物相（斜长石、尖晶石或石榴子石）。主要岩石类型包括尖晶石二辉橄榄岩、石榴子石二辉橄榄岩、斜方辉石橄榄岩、纯橄岩和少量榴辉岩。它们可见于火山岩的包体、蛇绿岩或造山带橄榄岩体内（见第六章）。

根据高温、高压实验结果，不同类型的超镁铁质岩的矿物组合和矿物化学特征，是在相当于地幔的压力下形成的，这是最有力的深源证据。热力学计算表明，尖晶石二辉橄榄岩及石榴子石二辉橄榄岩均形成于上地幔压力下。另外，它们的内部组构带有强烈应变的形迹，甚至是固态下强烈塑性流动的形迹，这些现象只有在高压实验中才能见到。地幔捕虏体的同位素研究证明，它们居留在地幔已很久了，比寄主岩浆的形成时代老得多。例如，河北汉诺坝玄武岩中的尖晶石二辉橄榄岩捕虏体的 U－Pb 年龄最老的为 3097Ma，为太古宙，而寄主的玄武岩仅为 14～22Ma，为新近纪；西伯利亚米诺斯玄武岩是古生代－早中生代（二叠－三叠纪）时期喷发的，而其中的石榴子石橄榄岩包体的同位素年龄为 1720±100Ma（据锆石 U－Th－Pb 法），属元古宙。

一般把方辉橄榄岩和纯橄岩看做原始地幔岩熔出玄武岩以后的难熔固相残留物。石榴子石二辉橄榄岩的高压熔融实验证明：当从中熔出≥20% 的玄武岩熔浆后，难熔的残留物相当于方辉橄榄岩；当熔出≥45% 的熔浆后则残留物相当于纯橄岩。而对于二辉橄榄岩则有不同的看法，它既可能代表原始地幔的成分，也可能是低程度熔出玄武质熔浆以后的难熔残留体，一般相当于熔出 <5% 的熔浆以后的残留体。

根据玄武岩与阿尔卑斯型超镁铁质岩在成分上的相互补偿关系，以及高压下熔融实验的结果，林伍德（Ringwood，1966）提出，用 3 份阿尔卑斯型橄榄岩（79% Ol，20% Opx，1% Sp）加 1 份夏威夷拉斑玄武岩的混合物，当做原始上地幔组成，并把它称为**上地幔岩**（pyrolite，辉石＋橄榄石±石榴子石组合的岩石），其化学成分如下表 12－2。

表 12－2　上地幔岩的化学成分（w_B/%）

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO
45.26	0.71	3.54	0.46	0.43	8.04	0.14
NiO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	总量
0.20	37.47	3.08	0.57	0.13	0.06	99.99

（据 Ringwood，1966）

从化学成分上看，上地幔岩与二辉橄榄岩相似。并且还提出了上地幔化学分带模式（图 12－3）。

由此可知，橄榄岩的主要矿物为富镁橄榄石，同时也含有较少量的辉石，辉石包括富钙镁的单斜辉石和贫钙富镁的斜方辉石。多数橄榄岩的含铝量都大于其中的辉石和橄榄石固溶体所能容纳的量，因此需要有一种富铝的副矿物来容纳剩余的铝。该副矿物的性质主要取决于压力，与温度的关系较小。因此，地幔深度不同，地幔岩的矿物组合也不同：① 当压力 $<0.8\times10^8$ Pa（<30km）时，用于容纳剩余铝的平衡矿物相为斜长石，地幔岩石为斜长石二辉橄榄岩；② 压力为 8×10^8～25×10^8 Pa 时（一般小于 60km）该矿物相为尖晶石，尖晶石二

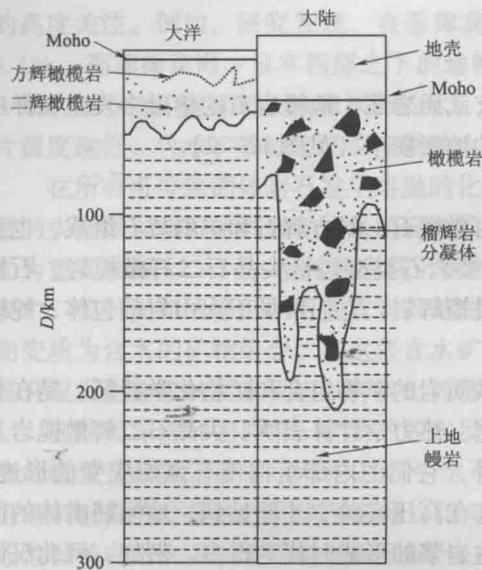


图 12－3　上地幔分带模式

（据 Ringwood，1975）

辉橄榄岩稳定存在；③ 压力更高时，形成石榴子石（图 12－4），形成石榴子石二辉橄榄岩。

橄榄岩的这三种矿物组合之间的温压界线在一定的范围内是模糊的，因为这些矿物是固溶体，在一定的温压范围内是可以共存的。含石榴子石橄榄岩的稳定深度一般大于 60km，常在含金刚石的金伯利岩中以捕虏体的形式产出。金刚石中通常含有在上地幔处于稳定状态的矿物的包裹体（包括辉石、石榴子石等），但极少含有在 >670km 的深部地幔才稳定的矿物的包裹体（如 Mg－Fe－Ca－Al 钙钛矿）。金刚石中所含的矿物包裹体的种类及其稳定的深度，可以指示携带金刚石的金伯利岩的来源深度。在金刚石不稳定的较浅部位，携带碳的稳定矿物相可能为石墨，如果继续变浅，或氧化条件加强，在地幔矿物携带的流体包裹体中就会出

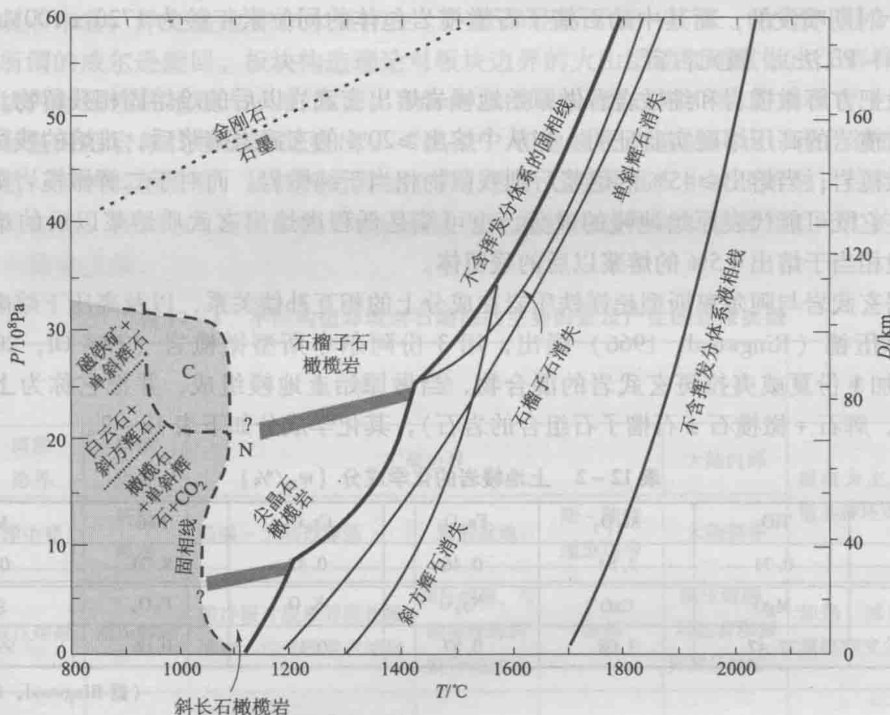


图 12－4　地幔橄榄岩中各相之间的联系

（据 Wallace & Green，1988，修改）

该图表示新墨西哥州吉尔伯恩洞的二辉橄榄岩中，各种不含挥发分的物相之间的关系（样品 KLB－1，Takahashi et al，1993）。处于固相线之下的石榴子石橄榄岩的矿物组合为：石榴子石＋橄榄石＋斜方辉石＋单斜辉石，尖晶石橄榄岩的矿物组合为：尖晶石＋橄榄石＋斜方辉石＋单斜辉石，斜长石橄榄岩的矿物组合为：斜长石＋橄榄石＋斜方辉石＋单斜辉石。注意，由于固溶体的存在，在固相线之下这三种橄榄岩相的转化界线在一定的温压范围内是模糊的（图中所示的暗色阴影区）。细线表示随着温度的升高斜方辉石和单斜辉石完全发生分解进入熔体，此时二辉橄榄岩的熔体分数为 40%。阴影中较短的虚线表示了位于固相线（粗虚线）之下的含挥发分橄榄岩中各物相之间的关系，在该橄榄岩中含水量约为 0.3%，磁铁矿、白云石的含量均小于 5%。浅色阴影区表示角闪石稳定的区域。N 代表尖晶石橄榄岩中霞石发生部分熔融的大致温压范围。C 区表示在固相线之上，当压力为 2～3GPa 时，含 Mg－Ca－Na 的碳酸盐熔体与角闪石橄榄岩处于平衡状态的区域

现碳酸盐矿物或 CO_2。

2. 地幔橄榄岩的熔融

导致地幔橄榄岩熔融的因素有多种，这里首先简要介绍熔融过程的理论模型。前人用能够代表地球平均成分的、有一定亏损的二辉橄榄岩作为模拟实验的原岩进行高压熔融实验，已识别出了多种部分熔融方式。图 12－5 是代表地幔矿物相和地幔岩组合的三元体系图，以下结合该三元体系来了解最主要和常见的两种熔融模型：平衡（批式）熔融和分离熔融。

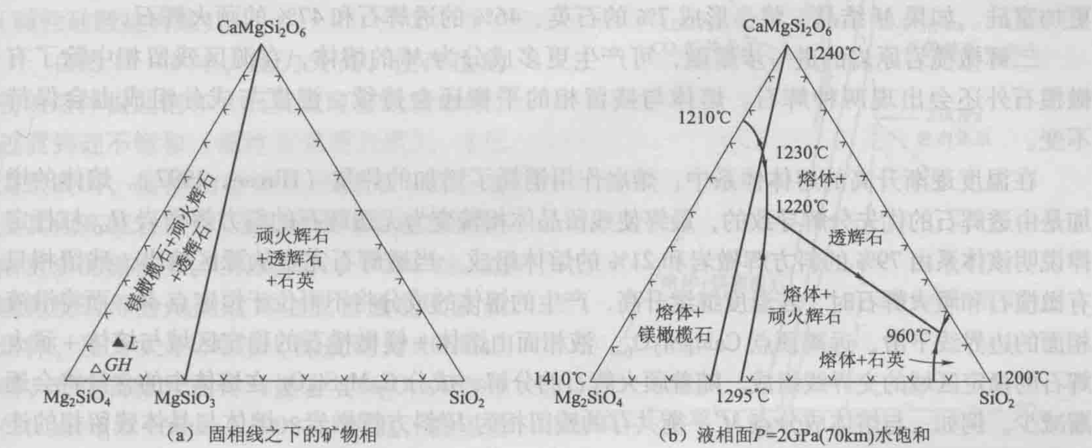


图 12－5 $Mg_2SiO_4-CaMgSi_2O_6-SiO_2$ 三元体系

（据 Best，2002）。

L—全球尖晶石二辉橄榄岩的平均值；*GH*—石榴子石方辉橄榄岩的成分

(1) 二辉橄榄岩平衡（批式）部分熔融

如图 12－6a，随着温度的升高，二辉橄榄岩（以 *L* 表示）开始熔融，形成的初始熔体

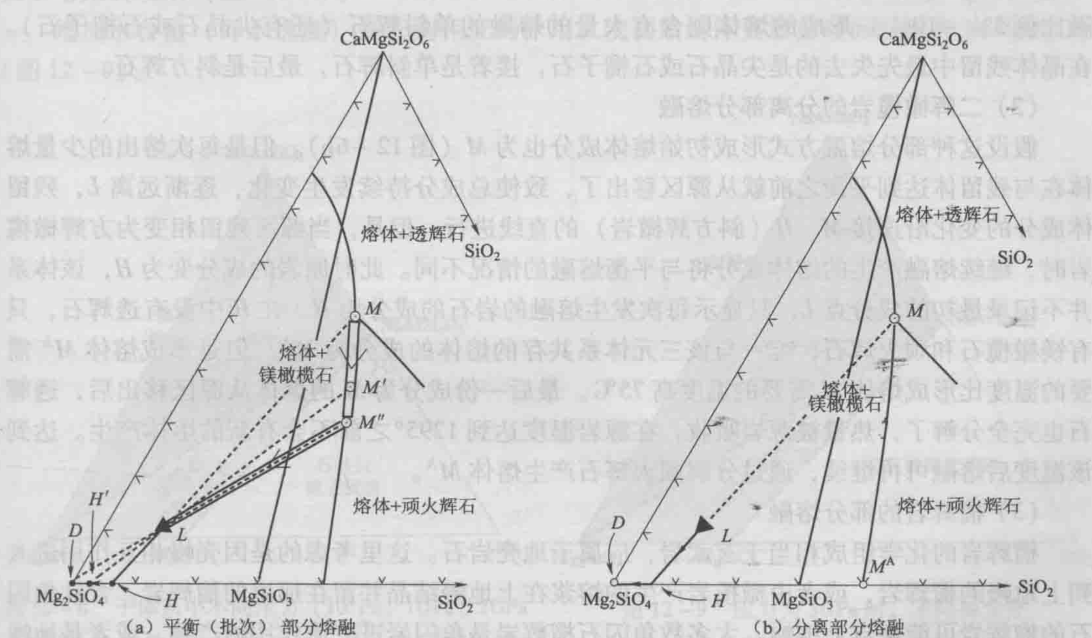


图 12－6 $P=2GPa$，水饱和条件下的 $Mg_2SiO_4-CaMgSi_2O_6-SiO_2$ 体系部分熔融

（据 Best，2002）

(a) 尖晶石二辉橄榄岩（*L*）的平衡部分熔融，双线条表示熔体成分的变化线，从 *L* 到 *D* 的粗黑线表示残余固相的成分；(b) 分离部分熔融，圈 *M*，M^A 和 *D* 表示熔体成分的变化

的成分点位于 M，这一恒定点代表该三元体系唯一可以产生的初始熔体的成分（该液相面上的温度最低点）。在该体系中熔体与组成二辉橄榄岩原岩的三种主要矿物（即橄榄石、单斜辉石、斜方辉石）共存并处于平衡状态。M 点位于三条边界线的交会处，部分熔融开始于两种辉石颗粒与橄榄石颗粒相接触的边界上，而在两颗橄榄石的边界线上或两颗辉石的边界线上是不能产生熔体的。M 点的成分与原岩的成分是不一致的，它更富硅和 $CaMgSi_2O_6$。这反映了透辉石首先熔融进入熔体，顽火辉石也有少量的不平衡熔融，导致与源区残留的橄榄石相比熔体更加富硅。如果 M 结晶，将会形成 7% 的石英、46% 的透辉石和 47% 的顽火辉石。

二辉橄榄岩原岩的进一步熔融，可产生更多成分为 M 的熔体，在源区残留相中除了有橄榄石外还会出现两种辉石。熔体与残留相的平衡还会持续，温度与成分组成也会保持不变。

在温度逐渐升高的熔体体系中，熔融作用消耗了增加的热量（Hirose，1997）。熔体的增加是由透辉石的优先分解导致的，最终使残留晶体相转变为无透辉石的斜方辉橄岩 H。杠杆定律说明该体系由 79% 的斜方辉橄岩和 21% 的熔体组成。当透辉石完全从源区熔出，残留相只有橄榄石和顽火辉石时，若温度继续升高，产生的熔体的成分将不再位于恒定点 M，而将沿液相面的边界线下滑，远离顶点 $CaMgSi_2O_6$。液相面由熔体 + 镁橄榄石的稳定区域与熔体 + 顽火辉石的稳定区域的交界线组成。随着顽火辉石的分解，成分 $CaMgSi_2O_6$ 在熔体中的含量将会逐渐减少。例如，与熔体成分点 M' 平衡共存的残留相为 H' 斜方辉橄岩。熔体与晶体残留相的连线必定经过原岩的初始成分点 L。产生这种特殊的几何现象的原因是，在平衡熔融的过程中，体系是封闭的，任何熔体与残留晶体的连线必定经过总成分点。需要指出的是 M' 离总成分点的距离较 M 近，体系中熔体的体积分数增加到了 29%。进一步的熔融使熔体成分到达 M'，熔体分数达到 33%，此时结晶残留相仅有镁橄榄石为纯橄岩，即图中的 D 点。

地幔中初始二辉橄榄岩源区经过高程度的部分熔融（熔融比例达 30% ~40%）形成的熔体含大量的熔融橄榄石，属于超镁铁质苦橄岩和科马提岩。经过低程度的部分熔融（熔融比例 5% ~10%）形成的熔体则含有大量的熔融的单斜辉石（还有尖晶石或石榴子石）。在晶体残留中最先失去的是尖晶石或石榴子石，接着是单斜辉石，最后是斜方辉石。

（2）二辉橄榄岩的分离部分熔融

假设这种部分熔融方式形成初始熔体成分也为 M（图 12 -6b）。但是每次熔出的少量熔体在与残留体达到平衡之前就从源区移出了，致使总成分持续发生变化，逐渐远离 L，残留体成分的变化沿连接 M、H（斜方辉橄岩）的直线进行。但是，当源区残留相变为方辉橄榄岩时，继续熔融产生的熔体成分将与平衡熔融的情况不同。此时原岩的成分变为 H，该体系并不记录最初的成分点 L，只显示每次发生熔融的岩石的成分为 H。在 H 中没有透辉石，只有镁橄榄石和顽火辉石，唯一与该三元体系共存的熔体的成分为 M^A。但是形成熔体 M^A 需要的温度比形成熔体 M 需要的温度高 75℃。最后一份成分为 M 的熔体从源区移出后，透辉石也完全分解了，热量被源岩吸收，在源岩温度达到 1295°之前不会有新的熔体产生。达到该温度后熔融可再继续，通过分解顽火辉石产生熔体 M^A。

（3）榴辉岩的部分熔融

榴辉岩的化学组成相当于玄武岩，应属于地壳岩石。这里考虑的是因壳幔相互作用进入到上地幔的榴辉岩，或者由橄榄岩产生的熔浆在上地幔结晶并留在那里的榴辉岩。含钛角闪石的榴辉岩可能来自上地幔，大多数角闪石榴辉岩是角闪岩进变质作用的产物，或者是地幔榴辉岩进入地壳时退变质作用的产物，它亦是玄武质岩浆可能的源区。

（4）控制熔体成分的因素

温度、压力的变化会显著改变共熔界线的位置，对所模拟的源区体系产生的初始熔体成

分也有较大影响。

压力升高将导致初始无水熔体更富钠（碱），而硅的含量则会降低。如图 12－7，当压力从 10^5Pa 增加到 1.5GPa 时，硅饱和熔体（模拟含标准矿物石英分子的拉斑玄武岩岩浆）就变成了橄榄石饱和的熔体（碱性硅酸盐岩浆）。

在图 12－8 中，压力升高，使产生的初始熔体由硅饱和（石英拉斑玄武岩岩浆）过渡到硅不饱和（碱性玄武质岩浆），在压力最高时，熔体的硅极度不饱和（霞石岩及其他高碱岩浆）。压力增高可以使熔体熔解更多的橄榄石。当压力小于 3GPa 时，地幔橄榄岩部分熔融通常生成普通的玄武质熔体，压力大于 3GPa（深度约为 100km）时，产生苦橄岩或科马提岩（MgO > 18%）（Herzberg & O'Hara，1998）。因此，高压条件下形成的熔体在上升到浅部，由于压力降低，就会结晶出橄榄石，以维持平衡。这在一定程度上可以解释为什么喷出的玄武质岩浆中含有橄榄石斑晶。

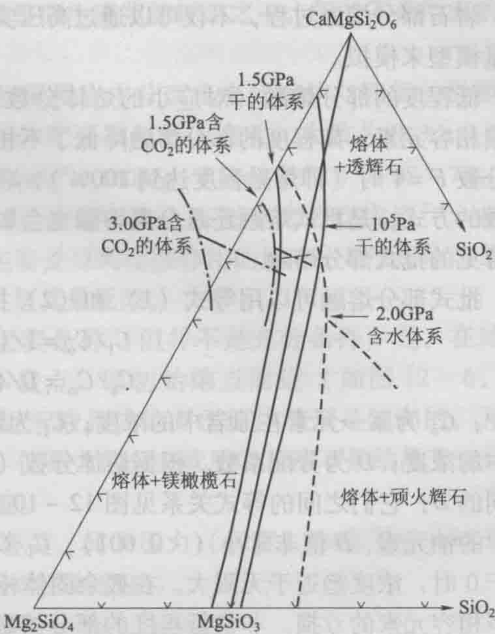


图 12－7 $Mg_2SiO_4-CaMgSi_2O_6-SiO_2$体系在不同挥发分条件下初始熔点的变化

（据 Best，2002）

实线为干体系，虚线为水饱和体系，点画线为 CO_2 饱和体系

增加 CO_2 的含量（即 CO_2 的逸度）也可以降低初始熔体的硅含量并增加其碱含量，增强了增压的效果（图 12－9）。

增加水含量（即水逸度）则起到相反的作用，使初始熔体更加富硅而低碱和 $CaMgSi_2O_6$（图 12－9）。

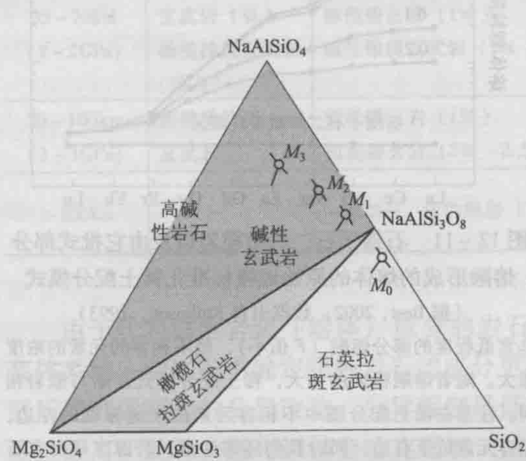


图 12－8 干体系中不同压力（10^5Pa、1GPa、2GPa 和 3GPa）条件下初始熔点 M_0、M_1、M_2 和 M_3 的变化（对应产生的玄武质岩浆的成分也明显不同）

（据 Best，2002）

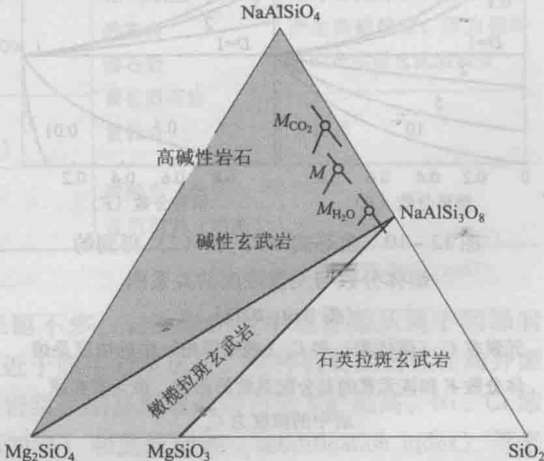


图 12－9 压力为 3GPa 时，不同挥发分条件下，初始熔点的变化

（据 Best，2002）

M 为干体系时的初始熔点

（5）部分熔融过程微量元素的定量模拟

岩石部分熔融过程，不仅可以通过高压实验来验证，还可以通过主量元素和微量元素的定量模型来模拟。

低程度的部分熔融（对应小的熔体分数 F）产生的熔体与原岩相比富集不相容元素，亏损相容元素。高程度的部分熔融降低了不相容元素的浓度，加大了相容元素的浓度，当熔体分数 $F=1$ 时（即熔融程度达到100%），熔体与原岩成分相同。除原岩成分组成外，部分熔融的方式，是批式熔融还是分离熔融也会影响熔体中微量元素的分布。在这里我们仅考虑最常见的批式部分熔融。

批式部分熔融可以用等式（1）和（2）描述：

$$C_l/C_o = 1/(F + D - FD) \tag{1}$$

$$C_s/C_o = D/(F + D - FD) \tag{2}$$

式中：C_o 为某一元素在原岩中的浓度；C_l 为该元素在熔体中的浓度；C_s 为该元素在残余固体中的浓度；D 为分配系数。根据熔体分数（F）及熔体、残余体、原岩的成分组成，对于不同的 D，它们之间的等式关系见图 12－10。对于强不相容元素，例如玄武岩－橄榄岩体系中的铀元素，D 值非常小（<0.001），$C_l/C_o \sim 1/F$；该元素的浓度最终取决于 F，当 F 趋近于0时，浓度趋近于无限大。在残余固体相中（等式（2）），即使很小的部分熔融都会导致不相容元素的亏损。非常低程度的部分熔融会使 D 值相差大的两个元素浓度比发生很大变化，例如 $D=0.5$ 和 $D<0.01$ 的两个元素。批式部分熔融产生的熔体不会特别的亏损相容元素，因为当熔融程度非常小即 F 趋向于0时，其最低浓度也能达到 $1/D$。例如，如果 $D_{Ni}=5$，在一独立的部分熔融体系中，Ni 的最小浓度（在熔融程度非常小的情况下）也可达到其在原岩中的浓度的1/5。

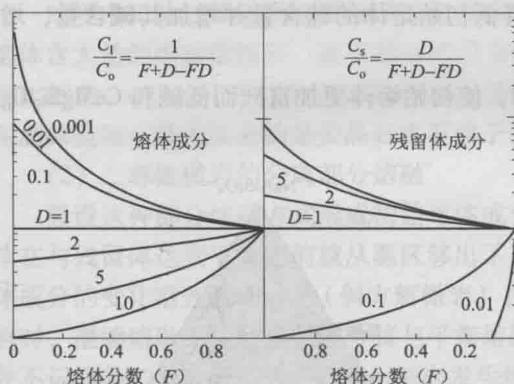


图 12－10　由等式（1）和（2）得到的熔体分数与元素浓度的关系图

（据 Best，2002）。

元素在 C_l（熔体相）和 C_s（残余固相）中的浓度是熔体分数 F 和该元素的总分配系数的函数。该元素在原岩中的浓度为 C_o。

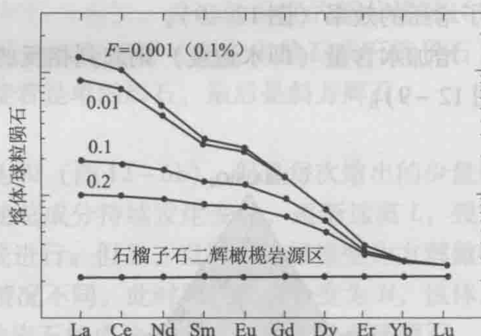


图 12－11　石榴子石二辉橄榄岩以及由它批式部分熔融形成的熔体的原始地幔标准化稀土配分模式

（据 Best，2002；数据引自 Rollinson，1993）

非常低程度的部分熔融（F 值小），最不相容的元素的浓度最大。随着熔融程度的加大，稀土配分模式逐渐与原岩相同。注意在稀土配分图中不相容元素位于坐标轴的左边，相容元素位于右边。同时我们还需注意，若源区残留有石榴子石会使配分曲线的分布非常的陡，表现为轻稀土的强烈富集、重稀土的强烈亏损，即 La/Yb 比值大

3. 幔源原生岩浆的特点和判别

对地幔橄榄岩熔融形成的原生岩浆成分，目前还未达成统一的认识。

含高密度地幔橄榄岩包体的喷出岩一般被认为是原生岩浆，因为只有上升速度足够快

（至少大于 1 ~ 5cm/s）的岩浆才能将橄榄岩包体带至地面，使其在上升过程没有足够的时间发生成分演变。在任何情况下，含有地幔包体只是原生岩浆的标志之一，但并不是所有的原生岩浆都含有包体。

确定原生岩浆的标准是其化学成分。从地幔橄榄岩中分离出来的熔体与残留的橄榄石（Fo_{90}）相平衡。橄榄石与熔体之间的 Fe^{2+}/Mg 分配系数与压力有关，大致为 0.3 ± 0.03。将其转化为原子比率，称之为 Mg 值（$Mg^{\#}$），即 $Mg^{\#} = 100Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 68 \sim 75$，或转化为质量比 FeO/MgO = 0.4 ~ 0.7。计算这些比值时需要把全 Fe 转化为 FeO 或 Fe^{2+}。相对来说该指数对部分熔融程度的反应并不敏感，主要受分离结晶作用的影响。对于原生岩浆来说，MgO 8%，Ni 400×10^{-6}，Cr 1000×10^{-6}，是其最低限。

确定某一镁铁质火山岩结晶自原生岩浆的必要条件（但并不是充分条件）是，在地幔压力下，它的成分位于原岩开始熔融的成分不变点，即初始熔点附近（如图 12 – 6，图 12 – 7）。若原岩的成分为二辉橄榄岩，这种接近于液相线的高压熔体必须是饱和的，并与橄榄岩、两种辉石、尖晶石或石榴子石相平衡。但是大部分玄武质岩石都不是结晶于如此平衡的岩浆，说明在离开源区后，熔体受到了改造。

起源于上地幔的原生岩浆特点与形成条件有关，其中压力（深度）和挥发分是重要的影响因素。表 12 – 3 总结了起源于上地幔的原生岩浆的组成。

表 12 – 3 起源于上地幔的可能的原生岩浆组成

深度＼源区	干的橄榄岩	含少量水的橄榄岩	含 CO_2 的橄榄岩	榴辉岩
<15km（$P < 0.5$GPa）	石英拉斑玄武岩	石英拉斑玄武岩（15%） 橄榄拉斑玄武岩（≈20%） 苦橄质拉斑玄武岩（≈30%）	拉斑玄武岩 碱性橄榄玄武岩	
15 ~ 35km（0.5 ~ 1GPa）	高铝橄榄拉斑玄武岩	高铝碱性玄武岩（2% ~5%） 高铝玄武岩（2% ~5%） 高铝橄榄拉斑玄武岩（2% ~5%）		从麻粒岩中产生少量的富长石质的初始岩浆
35 ~ 70km（1 ~ 2GPa）	碱性橄榄玄武岩（低） 橄榄拉斑玄武岩（增高）	橄榄碧玄岩（1%） 碱性橄榄玄武岩（2% ~10%）	50 ~ 90km 碧玄岩 霞石岩 黄长霞石岩 黄长岩	压力稍低部分从麻粒岩中产生高铝熔浆；压力相对高时产生近玄武岩岩浆
70 ~ 100km（2 ~ 3GPa）	苦橄质拉斑玄武岩	橄榄霞石岩（1%） 橄榄碧玄岩（2% ~2.5%）		玄武岩
>100km		≈150km，金伯利岩（?）	碳酸岩（低） 金伯利岩（增高）	

（据邓晋福，1987）

由于代表原生岩浆（熔体）成分的岩石保留不多，岩石学研究中通常是从属于同源岩浆体系的一套岩石中确定哪种岩石的成分更接近于原生岩浆成分，哪种岩石的岩浆在离开源区后受到了明显的分异改造。分异程度最低的岩浆，结晶形成的岩石的 $Mg^{\#}$最高，Ni、Cr 浓度也最高。此外，还可以结合哈克图解（见第四章）和**固结指数**（solidification index）等来判断。固结指数（SI）$= 100MgO/(MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$。一套同源岩浆系统的岩石，在哈克图解上会呈现系统的演变关系，在镁铁质岩浆结晶过程中，随着结晶作用的进行，熔体中的 $Mg^{\#}$和 SI 都会逐渐降低，而 SiO_2 和全碱（$Na_2O + K_2O$）含量可能逐渐增高。但是我们必须注意一些特殊的情况，例如，有些玄武岩的 $Mg^{\#}$很高，Ni、Cr 的含量也很高，但是岩相学研究表明它们是橄榄石堆晶作用的结果。这实际上也是一种岩浆分异的方

式，因此它们不仅不能代表原生岩浆的成分，甚至不能代表熔体的成分，而是熔体+堆晶的混合物。只有那些含斑晶很少的岩石，才更接近熔体的成分。显然，识别岩石是否结晶于原生岩浆，需要非常仔细的研究。

（三）大陆地壳的熔融与岩浆形成

1. 大陆地壳的组成

大陆地壳的表层（<5km）一般为沉积盖层，地壳的上部（5~20km）主要由花岗岩类岩石组成，下部地壳（20~35km）主要由辉长岩类岩石组成。

在任何尺度范围内陆壳的成分都非常复杂。陆壳中主要的岩石类型包括砂岩、页岩、碳酸盐岩，还有流纹岩、英安岩、安山岩、玄武岩及与它们相对应的显晶质岩石。所有的这些原岩由于埋深作用和高温都发生了变质，可能发生了部分熔融。原岩的主要组成矿物为斜长石、碱性长石、石英、角闪石、云母，它们的含量都有较大的变化范围。此外，岩石中通常含有少量的铁－钛氧化物、碳酸盐矿物、石榴子石、Al_2SiO_5 的类质同象矿物以及绿泥石、绿帘石等。

2. 地壳熔融

陆壳岩石部分熔融（也称深熔作用）常产生长英质岩浆，理论上岩石部分熔融可以发生于干体系，即不含独立的含水相也不含含水矿物。然而，由于干体系的固相线温度较高，干体系的熔融非常困难。事实上，多数源岩中都含有含水矿物。无独立流体相、有含水矿物的岩石的部分熔融称为**脱水熔融**（也称为无流体、缺水、水不饱和、低水逸度、或水活动性较弱的熔融）。在脱水熔融中水的唯一来源是云母、角闪石，绿帘石、磷灰石等矿物中的晶格水。岩石发生部分熔融会导致含水矿物分解、释放出水分，形成含水熔体。石英、长石及其他不含水矿物也会溶解于该熔体。在水饱和（也称为水过量或水活动强）的条件下，部分熔融可以在较低温的情况下发生。过量的水可以通过周围含水矿物在固相线之下分解获得，也可以通过幔源岩浆结晶获得，从而达到水饱和。毫无疑问，在陆壳环境下要产生大量的长英质岩浆，水是必需的，无论它以哪一种形式存在。

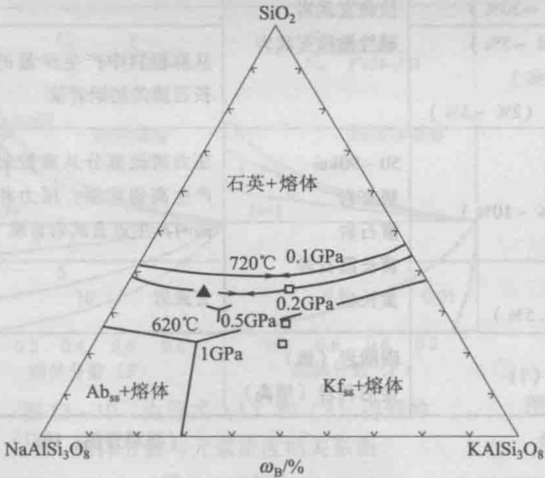


图 12－12 $KAlSi_3O_8(Kf)-NaAlSi_3O_8(Ab)-SiO_2-H_2O$ 体系中，最低值及低共熔体在液相面上对于压力的变化

（修改自 Johannes & Holtz，1996）

数据投影到无水的三角形底图上，图上标示的最低值（以边界线上相向的箭头表示）和低共熔体（以交会于一点的三短线表示）分别对应压力为 0.1，0.2，0.5 和 1GPa 的情况。在压力约为 0.36GPa 时，最低值与低共熔体重合。当压力为 0.1GPa 时温度的最低值为 720℃，压力为 1GPa 时，低共熔体的温度为 620℃。Ab_{ss} 为钠长石固溶体；Kf_{ss} 为钾长石固溶体

长英质岩浆多产出于陆弧环境（如南美和西北美洲），部分产出于大洋岛弧环境（如阿留申和汤加）。这一简单的事实说明，要产生大量的长英质岩浆就必须有先存的陆壳。由于大多数长英质体系都形成于地壳或上地幔的压力条件下，在该条件下长石和石英都属于接近固相线的矿物相（图 12－12）。地幔橄榄岩的熔融不可能产生长英质岩浆，因为地幔岩中最接近液相线的矿物相是橄榄石和辉石。而且，大洋玄武质岩浆的分异也不可能形成大量的长英质岩

浆。不过，从理论上讲，大陆环境中的镁铁质岩浆，如果发生同时的岩浆同化作用与分离结晶作用（AFC，见 P257），能够产生出长英质岩浆。

在大陆构造背景下，有三种环境可以形成长英质岩浆：① 位于俯冲的大洋岩石圈之上的陆弧或碰撞后的环境。在这种环境下，来自于下覆地幔楔的大量高温的镁铁质岩浆侵入到下地壳或底垫于下地壳底部，构成了地壳岩石部分熔融的热源。② 大陆裂谷或有地幔柱上升的区域，幔源玄武质岩浆为部分熔融提供了热量。③ 陆－陆碰撞导致陆壳加厚的地区，例如喜马拉雅地区，地热梯度有可能使其中的岩石获得足够的热量而产生部分熔融。不过，在很多造山带，同碰撞期间仅仅靠地壳增厚加热产生的花岗岩的实例较少，有些造山带内发现的在时间上相当于同碰撞期的岩石，也显示了地幔岩浆明显贡献的证据。

许多适用于橄榄岩－玄武岩体系部分熔融的概念也同样适用于大陆岩石——花岗岩体系。但是，深部地壳源区在熔融模式、矿物组成、化学成分等方面都比地幔橄榄岩源区复杂。而且，富硅熔体温度更低，粘度比玄武质熔体高出几个数量级，使得熔体与残余体的分离变得非常困难，甚至不太可能。因此，岩浆在从源区形成开始，到缓慢的上升过程，都更容易受到多种混染作用的影响，从而改变其初始成分。源区的多样性使得用微量元素模拟部分熔融程度和原岩成分变得更加困难，并且具有不确定性（Harris & Inger，1992）。

玄武质岩石在 0.5～3.2GPa，水不饱和情况下（角闪石处于稳定状态），小比例（$<10\%$）部分熔融也可以产生花岗质的熔体。当熔融程度接近 10% 时，成分就变为奥长花岗质。部分熔融程度进一步加大，可以直接产生英云闪长质的熔体。如果水是饱和的，玄武质岩石在同样的压力条件下发生熔融，随着熔融程度逐渐增大可依次产生花岗质、花岗闪长质岩浆，在最后熔融程度达到最高时，掠过奥长花岗质岩浆，可直接产生英云闪长质的岩浆（Green，1982）。

近 10 年来，在中国大陆不同时期造山带都发现了具有埃达克岩地球化学性质的花岗质岩石（张旗等，2002；Xiao et al.，2008，2007）。它们的形成环境明显不同于俯冲背景下洋壳的部分熔融（见后文洋壳的熔融与岩浆形成），而是加厚地壳（>40km）基性岩石部分熔融的产物（幔源岩浆底侵加热或地壳拆沉进入热的地幔）。古老的奥长花岗质岩石再次发生高程度部分熔融也可以形成具有埃达克岩地球化学特征的岩石。

3. 岩浆类型

地幔岩石部分熔融常形成玄武岩浆、碧玄岩浆、霞石岩浆、苦橄岩浆、科马提岩浆、金伯利岩浆、碳酸岩浆；俯冲洋壳由于脱水易产生含硅高的流体，以产生“安山质岩浆”、埃达克质岩浆；地幔楔形区的熔融，从靠近大洋的岛弧拉斑玄武岩浆，向大陆方向钾增高，变成碱性玄武岩浆。本节主要论述花岗岩的岩浆类型与源区的可能联系。

花岗岩的岩浆类型有无数的划分方案，本书主要根据铝饱和指数将花岗岩类划分为准铝质、过铝质和过碱质三类（第九章）。尽管这种划分与源区之间不存在对应关系，但一般准铝质相当于 I 型、M 型和部分 A 型花岗岩，来源于下地壳的部分熔融和壳幔物质混合的源区；过铝质花岗岩一般对应于 S 型和部分 A 型的岩石，S 型花岗岩来自变质沉积岩的深熔作用，属于典型的壳源岩浆岩，但部分过铝质花岗岩是其他类型岩石分异的产物，也可能含有幔源的组分；而过碱质花岗岩是典型的 A 型花岗岩，多来源于地幔或无水下地壳的部分熔融。

有些文献从源区角度把花岗岩源区分为幔源、壳幔混合源和壳源三种。由于地幔岩不能直接通过熔融作用产生出花岗质熔体，因此，这里的“幔源”其实是地幔熔融形成的（玄武质）岩石再次熔融的产物（如 I 型花岗岩）或幔源岩浆的分异产物，即幔源岩石要经历两个阶段才能产生花岗岩浆；而壳源则通常指地壳物质直接熔融的产物（如 S 型花岗岩）。

例如，峨眉山大火成岩省中的长英质熔岩（粗面岩、流纹岩），就认为是由玄武岩浆分异而不是地壳熔融的产物（Xu Yigang，2010）。可见，“幔源”花岗岩讲的是地幔与花岗岩之间的“爷孙关系”，壳源花岗岩指的是“父子关系”，二者不是一个层次上的概念。可见，这种划分方法也有其局限性。

4. 长英质熔体的产生与地幔的关系

在陆弧地区，要产生大量长英质岩浆（形成弧岩基和熔结凝灰岩），就需要有大量的地幔对流热加入到大陆源区，以完成该熔融过程。玄武质岩浆分离结晶可以产生出花岗质岩浆，但是比例非常小（<10%），除非可以找到巨量的与之互补的镁铁质、超镁铁质岩。如在温度几乎接近固相线（可能为500~600℃）的深部地壳，来源于已就位的侵入体和底侵幔源玄武质岩浆的热能，可使其温度升高到1400℃，部分熔融是可能发生的。下列现象可以说明长英质熔体与地幔的成因联系：① 许多长英质岩石的同位素组成来自于玄武质岩浆和陆壳岩石部分熔融形成的岩浆的混合效应，它们可以很好的指示地幔的组成；② 出露于造山带的厚度较大的下地壳岩石，可观察到有几千米厚的玄武质岩石底垫在下面（如Sinigoi et al.，1995）；③ 破碎的、与长英质熔体共生的深成镁铁质岩脉（如秘鲁的Pativilca侵入体）；④ 长英质岩石中有镁铁质岩石形成的斑块，形状与玄武岩枕状体相似。它显然是温度较高的玄武质岩浆侵入到较冷的长英质岩浆中形成的。

（四）洋壳的熔融与岩浆形成

洋壳是由6~7km厚的玄武质岩石和上覆大洋沉积物组成。俯冲玄武质洋壳在下插到地幔深处的过程中会出现脱水、流体与上覆地幔的相互作用、洋壳本身的部分熔融、熔体上升过程与地幔组分的相互作用等，从而产生不同成分和性质的岩浆。

1. 俯冲环境下洋壳的脱水

俯冲的大洋岩石圈板块由大洋岩石圈地幔和上覆洋壳组成。大洋沉积物在洋壳下插过程中会被刮下来进入海沟，增生于上覆板块之上（图12－13）。洋壳中含有不定量的挥发分，以H_2O和CO_2为主。在深海沉积物中含有碳酸盐矿物，在玄武质岩石的孔隙中也含有碳酸盐矿物，有时碳酸盐矿物也以岩脉的形式存在。一般在洋壳中CO_2的含量约为0.1%。H_2O

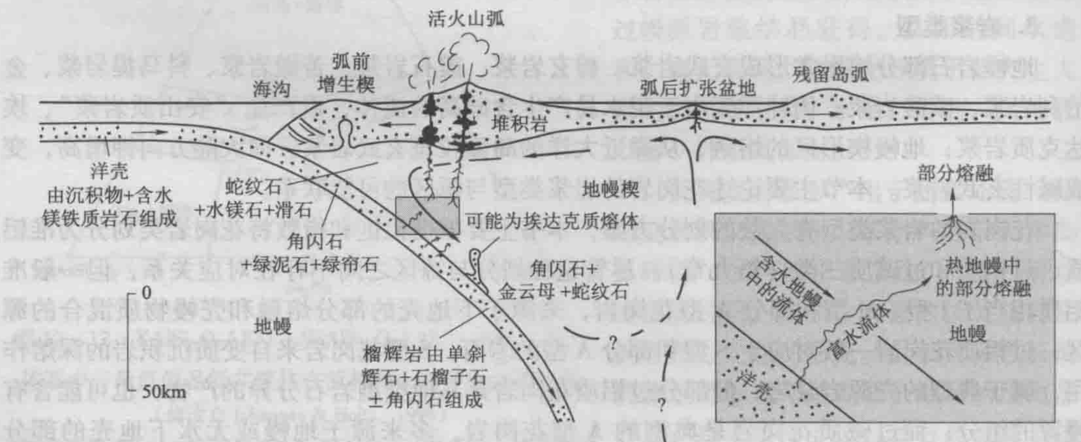


图12－13 岛弧－地幔楔体系动力学简图

实心箭头指示地壳相对移动的方向。下插含水洋壳通过矿物复杂的脱水反应可释放出大量的水，形成上升的富水流体。在低温下稳定的矿物会发生脱水熔融，变为在更高的温压条件下稳定的矿物组合：角闪石＋金云母＋蛇纹石（图12－14）。右下角的插图（为主图方框的放大）显示，地幔中的对流流体可以将下插洋壳释放出的流体拖向侧面改变其流动方向，使它远离洋壳进入地幔楔中温度更高的地方，导致这个地方的岩石发生部分熔融

的含量约为1% ~2%，它们一部分侵入岩石孔隙或裂隙中，大部分则存在于含水硅酸盐矿物的晶格内。这些含水硅酸盐矿物主要形成于扩张洋中脊内海底玄武岩喷发和橄榄岩的中温变质过程中，其次形成于板块移动过程中长期的海下低温环境。在这一过程中，绿帘石、云母、角闪石、蛇纹石、绿泥石、硬绿泥石、葡萄石、绿纤石、滑石、硬柱石、沸石及粘土矿物等含水硅酸盐矿物代替了玄武岩中初始的岩浆矿物。在洋壳俯冲过程中，由于加压和缓慢升温，在不超过几千米的深度，这些储存于晶格中的水就会被陆续释放出来。随着板块下插深度的加大，逐渐被加热，一系列吸热的、固相线之下的脱水反应将在一定的温压和挥发分逸度范围内进行，使含水矿物逐渐释放出水分。

控制俯冲板片中含挥发分矿物分解的重要因素是深度和热状态（即温度分布）。例如，在热的板片中，脱水反应在很浅的深度就可发生。这种热状态取决于很多因素（Peacock et al.，1994）：① 下插板片的年龄，扩张洋中脊附近的年轻的岩石圈板块温度较高；② 先前俯冲的岩石圈的质量，先前就已经冷却的软流圈无法快速的加热俯冲板片；③ 刚性的岩石圈板片在穿越塑性的软流圈时，其边界处的剪切应力的强度；④ 下插角度，若板片以接近水平的角度下插，它只能插入深度较浅的冷的地幔中，如中安第斯山之下的俯冲，若板片以较陡的角度下插，就可插入深度较大的热的地幔中，如西太平洋的马里亚纳群岛之下发生的俯冲；⑤ 地幔楔中物质对流的强度，在板片下插的过程中可能会粘带冷的地幔楔底部的物质，并与之一块继续下插，使下插板片接触不到热的地幔（图 12 – 13）；⑥ 板片中矿物的反应，吸热的脱水反应会降低板片的温度，相反，放热的有水反应，反而会使其温度升高（图 12 – 14）。

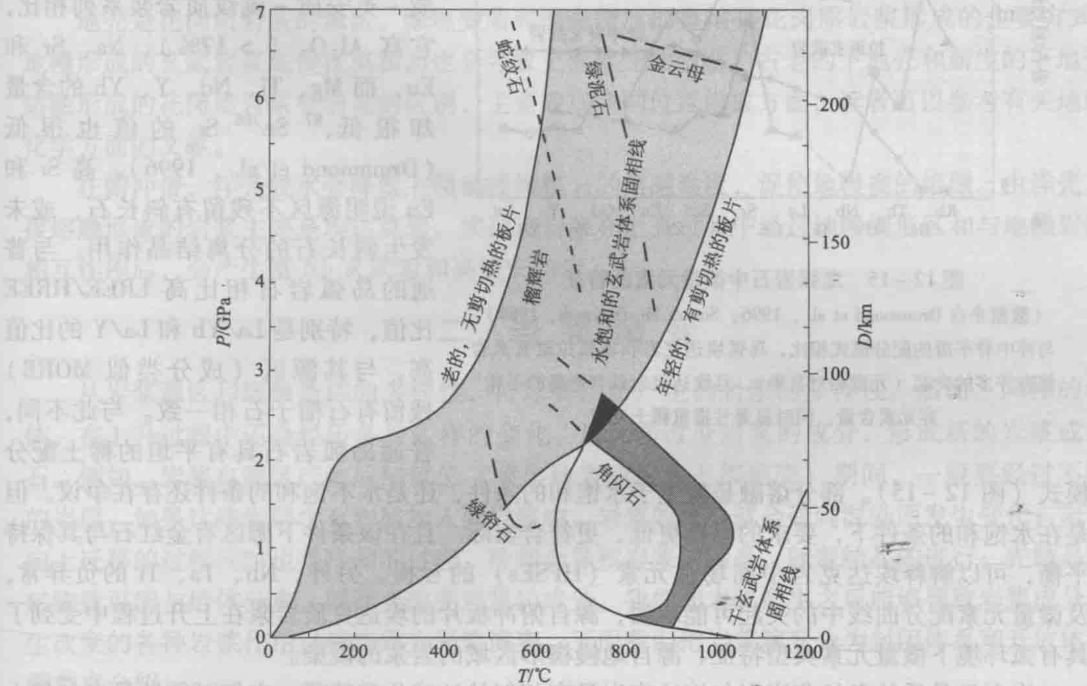


图 12 – 14　俯冲洋壳的温压变化图

（修改自 Peacoke et al.，1994）

浅阴影区表示由计算求得的下插洋壳的温压变化范围。下插板块的两个端元是：(1) 老的与地幔相比相对较冷的板片，它移动的速度是非常缓慢的；(2) 年轻的温度较高的板片，移动速度较快可以产生剪切热。深色阴影区域表示含角闪石的含水玄武岩体系发生脱水反应的温压区域。注意以黑色区域表示的非常小的楔形温压窗，表示年轻的有剪切热的的下插板片的温压范围，有可能发生脱水熔融。当压力大于 2.5GPa 时玄武岩将具有榴辉岩的矿物组合即：石榴子石 + 单斜辉石 ± 角闪石。超越 $P-T$ 稳定界线后，矿物以虚线表示

洋壳脱水后，由于密度低，流体会向上迁移进入上覆地幔楔中，成为地幔楔熔融的重要因素，从而产生大量的岛弧和大陆边缘弧岩浆。

2. 洋壳的熔融：埃达克岩

在板块构造学说兴起的早期，许多地质学家认为，俯冲玄武质洋壳的熔融可以产生大量的岩浆。但是他们很快认识到，上覆橄榄岩地幔楔是更加合适的岩浆源区。不过，研究也显示，在 $P-T-t-x$ 构成的四维空间中存在一个使年轻的热的俯冲玄武质洋壳发生熔融的窗口。图 12－14 显示了俯冲板块可能经历的 $P-T$ 轨迹。只有年轻的、温度较高的板片快速下插，才能产生最大的剪切热，使其发生熔融。而年代较老，远离扩张洋脊的板片缓慢下插，则不能产生大量剪切热。它所经历的温度轨迹也远远低于水饱和玄武岩的固相线，因此是不可能发生部分熔融的。但是，如果发生俯冲板片的撕裂，或者俯冲板片之下的地幔出现**板片窗**（slab window），这些冷的洋壳也可能因为剪切或地幔加热而发生部分熔融。发生熔融的玄武质地壳大部分都经过脱水并在高压的条件下转化为含水的榴辉岩组合（即岩石的矿物组合为镁铝榴石、绿辉石、角闪石）。

在俯冲板片年龄小于 25Ma 的岛弧地区，可能代表含角闪石榴辉岩组合发生部分熔融形成的岩石是埃达克岩，它最初发现于阿留申群岛的埃达克岛，并因此而得名。埃达克岩基本上是英安质的，少量为安山质。与俯冲带广布的安山质－英安质－流纹质岩浆系列相比，它富 Al_2O_3（>17%）、Na、Sr 和 Eu，而 Mg、Ti、Nd、Y、Yb 的含量却很低，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 的值也很低（Drummond et al.，1996）。高 Sr 和 Eu 说明源区不残留有斜长石，或未发生斜长石的分离结晶作用。与普通的岛弧岩石相比高 LREE/HREE 比值，特别是 La/Yb 和 La/Y 的比值高，与其源区（成分类似 MORB）残留有石榴子石相一致。与此不同，普通岛弧岩石具有平坦的稀土配分模式（图 12－15）。部分熔融是发生于水饱和的条件，还是水不饱和的条件还存在争议。但是在水饱和的条件下，要求的温度更低、更符合实际。且在该条件下源区有金红石与其保持平衡，可以解释埃达克岩中高场强元素（HFSEs）的亏损。另外，Nb、Ta、Ti 的负异常，及微量元素配分曲线中的突起可能表明，源自俯冲板片的埃达克质岩浆在上升过程中受到了具有弧环境下微量元素典型特征、源自地幔楔形区域的岩浆的混染。

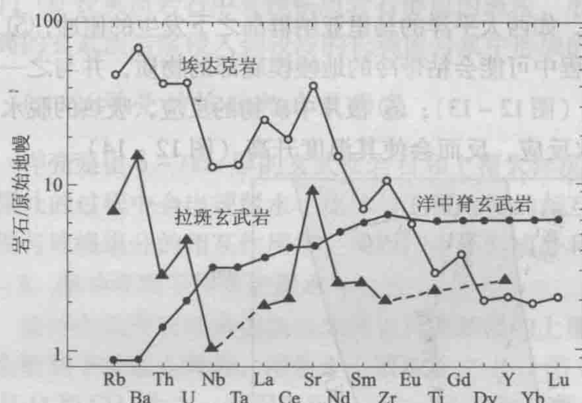


图 12－15　岛弧岩石中微量元素的特征

（数据来自 Drummond et al.，1996；Sun & Mc Donough，1989）
与洋中脊平滑的配分模式相比，岛弧埃达克岩和岛弧拉斑玄武岩都有许多的突起（元素相对富集），且埃达克岩具有更高的不相容元素含量，同时显著亏损重稀土元素

许多显晶质的奥长花岗岩与埃达克岩具有相似的地球化学特征，它们可能结晶自与侵入地壳中相似的岩浆。显生宙的俯冲带中分布有奥长花岗岩，但最主要出露于太古宙的克拉通地区。需要指出的是，基性地壳岩石在较高压力（深度）下发生部分熔融时，也可以形成在成分上与埃达克岩地球化学性质相似的岩石。此外，基性岩浆的结晶分异也可能形成与埃达克岩成分相似的花岗质岩石。

近年来，不少学者发现，在中国大陆的广大地区都产出有与埃达克岩相似地球化学性质的侵入岩和火山岩，并发现这些岩石与成矿作用有密切的相关性。这些可能与板片熔融无关

的埃达克质岩石的研究是近年来的热点，读者可以参阅本教材有关章节和查阅有关学术论文（王强等，2008）。

3. 板片熔体与地幔楔的作用：富镁安山岩和富 Nb 玄武岩

在一些岛弧火山岩区，可见埃达克岩 – 高镁安山岩 – 富 Nb 玄武质岩组合，可称为“埃达克岩交代的岛弧岩浆岩系列”（王强等，2006）。俯冲板片产生的埃达克质熔体以及所释放的少量流体在上升过程中可能交代地幔楔橄榄岩或与其发生反应：一方面，触发地幔楔橄榄岩发生熔融形成富 Nb 岛弧玄武质岩；另一方面，板片来源的熔体在上升过程中受地幔组分的改造，形成高镁安山岩。新疆天山石炭纪岛弧火山岩中就有这样的实例（王强等，2006）。

（五）源岩与岩浆类型小结

从前文的介绍中可知，地幔是地球岩浆形成最直接和最主要的源区，原始地幔的熔融分异是地球圈层结构形成和地壳生长的原因。因此，地壳和洋壳都是原始地幔经过熔融、分异、演化的产物。

地幔是由橄榄岩组成的，地幔橄榄岩在升温（如热点和地幔柱加热下）、减压（扩张洋中脊）和流体加入（俯冲带甚至地幔深处）的条件下都可能发生部分熔融，形成的岩浆主要是玄武质的，在高程度部分熔融时也可以形成科马提岩等。岛弧安山岩则是原生岛弧玄武岩浆经过复杂的演化形成的。地幔岩石的熔融难以形成花岗质岩浆。

地壳是花岗质岩浆的源区。深埋变质和地壳物质的重熔是花岗质岩浆形成的主要方式。地幔形成的玄武岩浆底侵在莫霍面也会导致上覆地壳的熔融。古老的下地壳和新生的下地壳熔融形成的花岗质岩浆有明显的区别，主要表现在同位素组成方面，读者可以参考有关地球化学方面的文献。

在俯冲带，洋壳脱水会降低上覆地幔橄榄岩的熔融温度，促使地幔楔的熔融。由洋壳直接熔融形成的岩浆主要是埃达克岩。埃达克岩浆在上升过程中经过地幔楔形区和与地幔岩浆相互作用后，会产生富 Nb 玄武岩和高镁安山岩。

二、岩 浆 演 变

从岩浆源区和熔融条件的多样性，可以看出所产生的岩浆的多样性。然而，同样的熔体，在上升过程中还会经历各种各样的变化，进一步改变岩浆的成分，形成新的岩浆或岩石。例如，岩浆自源区产生后到就位（喷出地表或侵入上部地壳）期间，一般要经过不同的岩层，如果这些岩层中有物质加入到岩浆中，岩浆的成分就会受到混染而发生变化；岩浆向上迁移的过程同时也是冷却的过程，冷却会导致岩浆的结晶，随着结晶的进行，先结晶的矿物就可能与熔体分离，同样会改变岩浆的成分。我们把岩浆产生之后能够导致岩浆成分发生改变的各种岩浆作用过程统称为**岩浆演变**。下面我们把岩浆演变分为封闭体系和开放体系两类来介绍。

（一）封闭体系中岩浆的分异

分异作用（differentiation）是指原来成分均匀的岩浆，在没有外来物质加入的情况下，依靠自身的演化最终产生不同组分的火成岩的作用。岩浆分异作用有些只在岩浆房内进行，并未发生相的分离，有些则发生了结晶相和熔体相的分离。前者以扩散作用与熔离作用为代表，后者主要是结晶作用。

1. 平衡结晶（equilibrium crystallization）

平衡结晶是在岩浆结晶过程中，晶体始终与液相保持平衡关系，不断与液相发生完全的反应，这种情况下结晶的岩石与原生岩浆的成分相同，即不产生分异作用。

随着温度、压力、组分的改变，晶体总是与熔体反应并且不断地再平衡。晶体－熔体的反应关系在平衡过程中的任一点都是可逆的。平衡结晶要求的条件非常苛刻。任意变量取值时，每一个相的成分必须是均一的。熔体也是同一组分，不会变化。变量改变的速率必须比最慢的动力学过程还要慢才能保证岩浆跟随着条件的变化一直保持平衡状态。变量的改变能在任意时间逆向进行，涉及特定比例的熔体与晶体组分平衡的早期状态能够恢复。相也不会物理分离。体系中最初时的成分会得以保留，不发生任何改变，因此这是一个严密的封闭体系。不过这种理想的可逆的平衡结晶过程在地壳深部缓慢冷却的体系中只能够无限的接近，自然体系中很难达到真正的平衡结晶。

2. 分离结晶（fractional crystallization）

分离结晶是指岩浆因温度、压力降低结晶时，熔点较高的组分首先晶出，形成固相，易熔组分则残留在岩浆中。早期晶体晶出后就与体系分离，不再与液相发生反应，因而可以形成多种成分的岩石。

随着温度、压力、组分的改变，晶体一旦晶出就立刻从熔体中分离出来，以致晶体－熔体间不会发生反应，且分离结晶过程中的反应是不可逆的。在理想条件下，只要晶体析出就与熔体分离，没有任何熔体与晶体的反应发生。也就是要阻止反应的开始，晶体必须从熔体中分离，或者说隔离。这种分离可以通过以下三种途径中的任意一种或多种组合予以实现：① 物理分离；② 晶体与熔体因为反应速率很慢而不发生反应；③ 初始晶体表面有另一成分的保护层，阻碍了熔体与晶体间的反应。在分异的玄武质岩浆中，以镁橄榄石－SiO_2 体系为例，在转熔点处稳定的顽火辉石会在亚稳定状态的镁橄榄石边部形成反应边。这种反应边只会在变量相对快速的改变下产生，因此岩浆体系中新生的稳定相——顽火辉石能在熔体与亚稳定状态的晶体完全反应完之前阻碍反应的进一步进行。

分离结晶作用最直观的证据是堆晶岩。以玄武岩为例：玄武岩浆的密度通常在 2.6～3.3g/cm^3 之间，随着温度的降低依次可以结晶出橄榄石、辉石和斜长石，它们的密度分别在 3.27～3.48、3.1～3.5 和 2.62～2.76g/cm^3。先期结晶的矿物密度大于玄武质岩浆密度，由于玄武质岩浆粘度较低，有利于发生分离结晶作用，在岩浆房底部形成镁铁质－超镁铁质堆晶岩。世界上最大的南非 Bushveld 层状侵入体，底部出现古铜辉石岩、斜方辉石岩和纯橄岩等堆晶岩，向上变为二辉辉长岩、苏长岩，最上部为含少量花岗斑岩的低镁闪长岩（卡迈克尔等，1982）。此外，还可借助地球化学方法判断（如 La/Sm－La 图解），结合地球化学模拟来反演分离结晶过程。

3. 液态不混溶（liquid immiscibility）

岩浆液态不混溶作用指原来成分均一的岩浆或熔体，演化到一定温度、压力条件下不再稳定，分成两种或两种以上成分不同、互不混溶的岩浆或熔体。

硅酸盐熔体不混溶现象最早在 20 世纪初被发现于 MgO－SiO_2 体系。20 世纪后期通过岩相学观察等证明，在其他岩浆岩体系中同样有不混溶硅酸盐熔体的存在。在镁橄榄石－SiO_2 体系中，含有 70%～100% 硅酸盐成分的高温均质熔体，随温度降低会形成两个稳定的不混溶液体。

在自然系统中，液态不混溶的证据主要包括岩石的结构构造、矿物学和地球化学特征。很明显，两种不混溶液体相的共存，一般都表现为一种液体相以液滴状赋存于另一种寄主的液相中。因此，岩石的结构构造上，可从一种矿物相（熔体囊）呈圆球状出现在另一种矿

物相的基质中来识别液态不混溶的存在。假如两种不混溶的液体相存在密度差，就会出现密度小的液体相富集在顶部的现象。利用地球化学方法，可以区分分离结晶和液态不混溶作用。例如，根据矿物/熔体分配系数，在玄武质岩浆分离结晶过程中，不相容元素（例如P、K、Ti、REE、Zr、N b、Ba、U、K 等元素）应富集于较富长英质的残余熔体中。因而，像 K/La、Ba/U、Ba/La、Zr/La 和 U/La 等元素比值在分离结晶过程中就不会发生显著的变化。与此不同，硅酸盐液态不混熔会使 K/La、Ba/U、Ba/La 等分异，导致长英质岩石中相对富集 Ba 和 K，而亏损 La 和 U，而玄武质液相中相对富集 La、Zr、Nb、U 等元素（见马昌前，2004 图 4）。

许多新鲜、未氧化且具有高 FeO、P_2O_5、TiO_2 含量和低 MgO、CaO、Al_2O_3 含量的拉斑玄武岩和一些碱性玄武岩包含有两种成分截然不同的玻璃，它们在高温晶体的缝隙中出现。通过对比薄片中两种玻璃的颜色、折射率等光性特点可以将它们区分出来。实际上，这两种成分的玻璃就是两种不混溶的残留硅酸盐熔体（Philpotts，1982）。在冷却速率慢的侵入体中，两种熔体与任何形成的晶体会因为密度影响而分离，结果是熔体进入剩余的大量岩浆之中。结晶作用一方面能形成由 Fe－Ti 氧化物、磷灰石和富铁辉石成分组成的富铁岩石，另一方面形成花岗质岩石。极为少见的钛铁磷灰岩，主要由 Fe－Ti 氧化物和磷灰石组成，它同样代表了不混溶熔体的分离作用。

岩相学与实验观察清晰地建立了硫化物与硅酸盐熔体的不混溶性。含量只有几百－几千 ppm（$1ppm=10^{-6}$）的 S 足以使玄武质熔体饱和。含量更多的 S 则会导致主要含 Fe、S 和极少量的 Cu、Ni 与 O 的硫化物熔体分离并结晶形成磁黄铁矿、黄铜矿与磁铁矿。虽然微量的 Ni 就能强烈的进入玄武质熔体中的橄榄石晶体，进入不混溶的硫化物液体中，Ni 的含量是前者的 10 倍之多；对 Cu 而言，含量需要 100～1000 倍之多。Pb 与 Zn 更倾向于留在硅酸盐熔体之中。硫化物－硅酸盐熔体不混溶性对研究一些岩浆型矿床的成因有重要意义。

（二）开放体系中岩浆的混合与混染

1. 岩浆混合作用（magma mixing）

R. Busen 于 1851 年首次提出了岩浆混合的概念。但是在很长时间里，尤其是 20 世纪 20～30 年代，岩浆混合变为极具争议性的论题。Fenner（1929）提出流纹质岩浆与玄武质岩浆的混合能形成许多岩浆岩套中成分变化范围很大的岩石。然而，Bowen（1928）认为，结晶分异作用是岩浆多样化的主要因素。那时的岩石学教材并未对何为岩浆混合做出论述，或者只是简单地认为“一些岩浆的混合能发生，但这个过程很罕见”。然而，自从 20 世纪 70 年代以来，岩石学家已经发现大量岩浆混合的证据，认为它是导致岩浆演变的重要过程。

岩浆混合作用是由两种不同成分的岩浆以不同的比例混合，产生一系列过渡类型岩浆的作用。两种成分不同的岩浆混合形成新的化学成分均一的岩浆的过程，是典型的**岩浆混合**（magma mixing）；但有的只是两种岩浆的机械混杂，可称为**岩浆混杂**（magma mingling），例如，花岗岩体中见到的镁铁质包体或同侵入岩墙。大部分情况下，岩浆混合现象都是介于这两者之间。混合作用不仅受到两种岩浆热状态的影响，还受到两种岩浆的相遇机制、密度差等因素的制约。目前认为，发生混合的两种岩浆的相遇机制有以下三种：① 密度较大的玄武质岩浆底侵于地壳底部，导致上覆下地壳岩石部分熔融形成密度较小的长英质岩浆。如果下部高密度岩浆的结晶作用和挥发分出溶（变成含水体系），可以使岩浆的密度降低，从而打破对流分层格局，导致整个岩浆房的对流，产生不同岩浆分层之间的混合作用。② 密度大的镁铁质岩浆快速注入长英质岩浆房，可形成喷泉式岩浆混合。这种混合往往以机械混合作用为主，主要是因为玄武质岩浆与花岗质岩浆的液相线温度相差很大，当热的玄武质岩浆

侵入到冷的花岗质岩浆中时，会在两端元岩浆达到化学平衡前快速淬火固结，使得扩散作用控制的物质交换作用无法进行。因此，常可在混合产物中见到玄武质的岩浆团块，有时还可出现玄武质岩浆快速冷却形成的枕状构造，混合较彻底时可形成混成包体（如某些微粒或细粒闪长岩包体）。③ 岩浆房中密度分层的岩浆可在火山通道中发生混合。混合程度取决于火山通道直径大小、通道中岩浆的抽取速度（上升速度）和两液相的粘度比。产生混合的必要条件是岩浆房出口处的抽取速度能够克服维持两岩浆层之间水平界面的浮力，岩浆上升的冲力和岩浆的粘滞力的共同作用可使相邻岩浆层同时进入通道而产生混合。

两岩浆热状态差异的大小可以影响混合作用的方式和规模。熔点相近的岩浆相遇，有可能产生大规模的均匀混合，而熔点相差大的岩浆相遇，如玄武质岩浆注入酸性岩浆房中往往形成骤冷的枕状构造或淬冷的岩块或包体，以不均匀的机械混合（混杂）为主，这时的物质交换仅依赖于扩散作用，而元素的扩散速度缓慢，往往在高熔点岩浆固结前只能达到数米的距离。图 12－16a 是印度南部 Closepet 花岗岩中出现的两种成分不同的岩浆的混合（杂）现象。

岩浆混合作用的识别标志包括：① 在酸性岩中见基性端元的岩石团块、微粒包体（图 12－16a，b）。② 酸性端元的熔岩中见明显流变特征的基性端元熔岩条带。③ 酸性端元中见基性端元的岩墙及其边缘的机械混合带和成分过渡带。④ 矿物间出现明显的不平衡结构，如成分差别较大的斜长石共存，矿物间的交代结构发育；长石环带结构发育（图 12－16c）以及环斑结构的形成；他形、部分溶解的石英被单斜辉石集合体边部镶嵌；不稳定的石英颗粒能通过酸性岩浆与更基性的岩浆混合或含稳定相单斜辉石的基性岩浆被含石英岩石的同化。不过，有人认为，由于岩浆体系中压力与水逸度的改变也能形成环斑结构。⑤ 微粒包体中出现高 Ti 角闪石，发育针状磷灰石（图 12－16d）。⑥ 化学成分符合混合趋势。例如，在成分图解中，两种岩浆的混合产物在元素－元素变异图解（如哈克图解）以及共分母比值图解（例如，Rb/Nb－Ba/Nb 图解）中形成直线状的趋势。

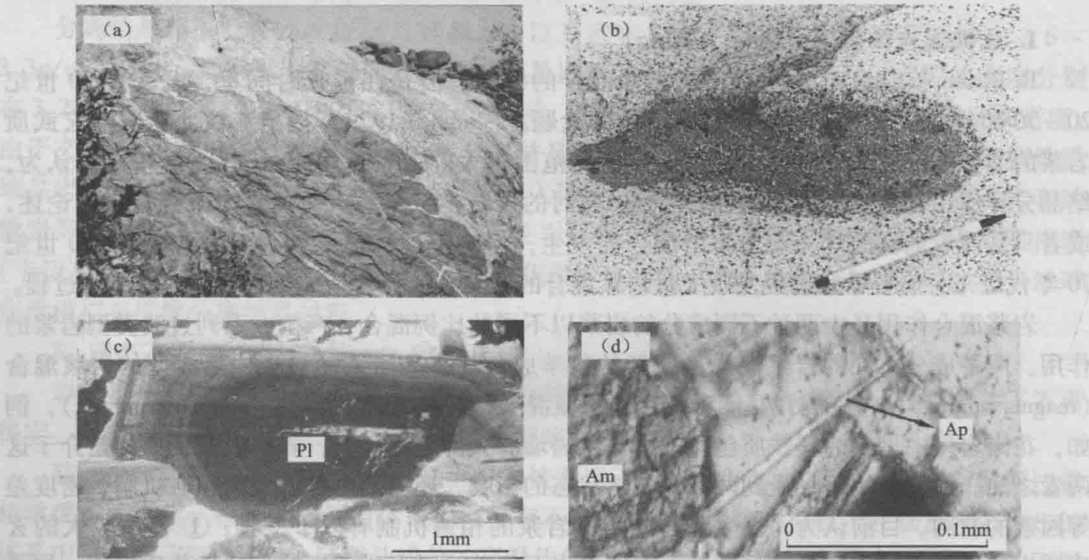


图 12－16　岩浆混合作用宏观与微观证据

（据康磊等，2009）

（a）在酸性岩中见基性端元的岩石团块（Closepet 花岗岩，产于印度南部，年龄为 2.5Ga）；（b）花岗岩中的微粒包体；（c）斜长石的环带结构；（d）少量的针状淬冷磷灰石

如果通过岩浆混合形成了均一的**混成岩浆**（mixed magma），混合后的岩石（混成岩）的成分 C_m 可以简单地表达为两端元母岩浆 C_a 与 C_b 的质量平衡等式；混合分数 F_a 代表其中一种岩浆的质量分数：$C_m = C_aF_a + C_b(1 - F_a)$。

总之，岩浆的混合作用可以结合宏观与微观的岩石学特征来判断。我国北京周口店岩体和江西的港边岩浆杂岩体中这些宏观上的混合特征十分明显（马昌前等，1992；李昌年等，1997）。在微观上，混合不彻底的岩石中可出现矿物间不平衡现象，如两种成分差别较大的斜长石共存、矿物间的交代结构发育等。另外，我们还可以通过混合作用产生的中间过度岩石的常量和微量元素的演化趋势和同位素组成的特征来进行识别（李昌年，1992）。

Hibbard（1991）和 Baxter & Feely（2002）总结了爱尔兰 Galway 花岗岩中岩浆混合形成的各种矿物组合及可能的形成机制（图 12－17）。

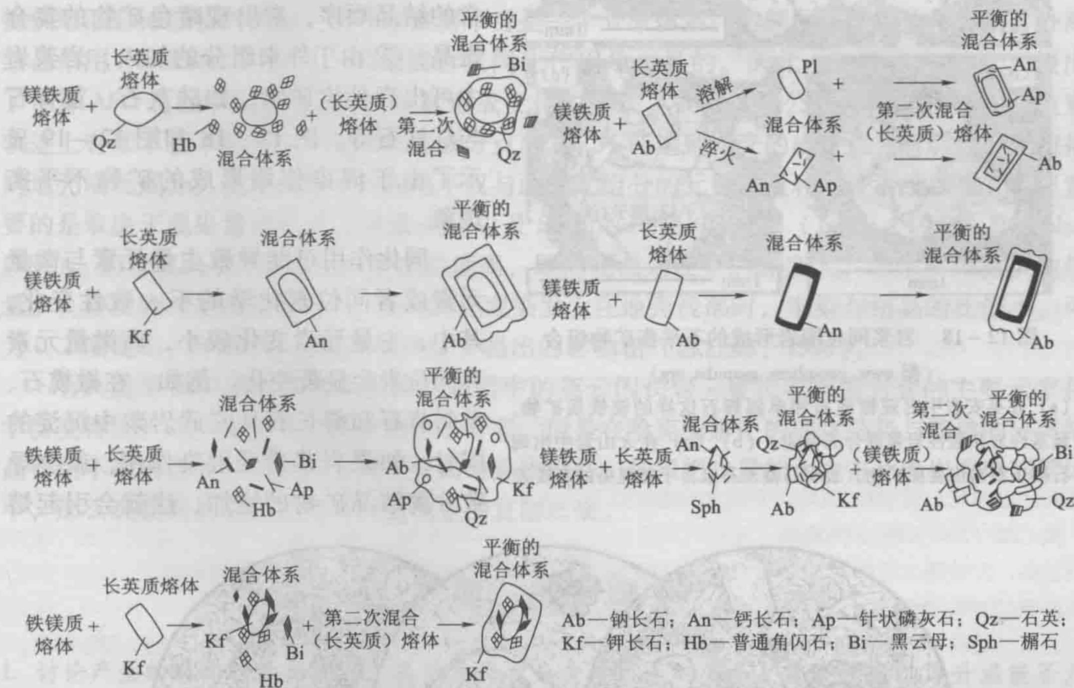


图 12－17　由岩浆混合作用形成的矿物组合和环带构造

（据 Hibbard，1991）

2. 岩浆同化作用（magmatic assimilation）

岩浆同化作用是指岩浆在源区、上升过程中或浅部的岩浆房内，通过熔化或溶解了围岩，而使岩浆自身的成分受到改变的过程。从围岩角度讲，就是围岩的**混染作用**（contamination）。

上升的原生岩浆离开源区后会遇到不同成分的围岩，特别是来自地幔源区的玄武质岩浆上升到硅铝质的大陆地壳。任何硅酸岩浆碰到富钙灰岩或富铝页岩或它们的变质产物后，都会发生反应。岩浆与其周围岩石进行反应以求达到化学成分与热平衡，特别是当岩浆缓慢运移或是停留在地层的岩浆房中。冷的围岩会快速地与热的岩浆平衡。

同化混染作用的方式、规模及强度取决于岩浆和围岩的热状态和组成。同化混染会形成混染的岩浆，它与混合岩浆类似。混染岩浆可以是岩浆房周围的围岩或岩浆中的捕虏体。同化作用最初涉及捕虏体的简单物理分散和岩浆中的捕获晶。

同化作用中热与化学原理由 Bowen 于 1928 年阐明。同化作用的热源来自岩浆，有两种：

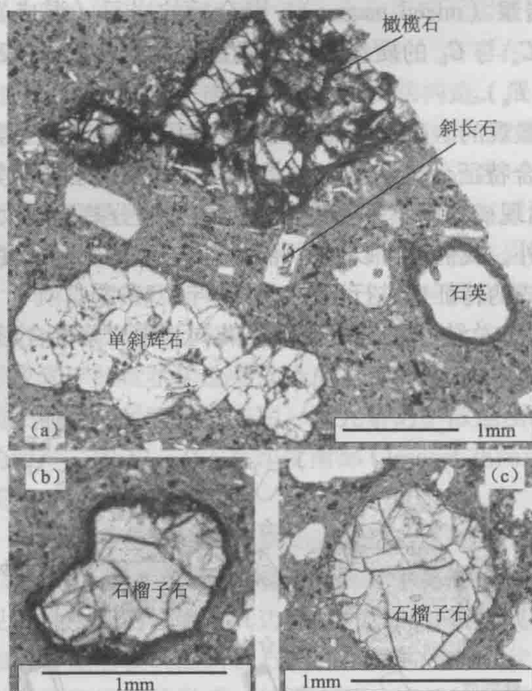


图 12－18　岩浆同化围岩形成的不平衡矿物组合

（据 www. geosphere. gsapubs. org）

（a）在英安岩中出现橄榄石和单斜辉石这样的镁铁质矿物，是基性岩和酸性岩浆混合的标志；（b）（c）在火山岩中出现石榴子石富铝变质矿物，表明石榴子石来自于被混染的变质岩

① 降温释放的热；② 结晶作用的潜热。岩浆岩中的捕获晶（例如玄武岩中的石英）与捕虏体表明它们属于混染的物质。

受同化混染影响的火成岩常具有以下特征：① 主要出现在大型侵入体的边缘带，与围岩之间常形成渐变过渡带；② 在同化混染带，常含有围岩的捕虏体与捕获晶，出现不平衡的矿物组合或不平衡的结构；③ 岩石的结构构造不均一，出现斑杂构造；④ 岩石中常出现反常的结晶顺序，常出现暗色矿物的集合斑晶；⑤ 由于外来组分的加入，岩浆岩中可出现他生矿物，如硅灰石、堇青石与红柱石等。图 12－18 和图 12－19 显示了由于混染作用形成的矿物不平衡现象。

同化作用可能导致主量元素与微量元素或者同位素化学的不一致性变化，其中，主量元素变化较小，而微量元素和同位素会显著变化。例如，在橄榄石、单斜辉石和斜长石从玄武岩浆中沉淀的同时，如果岩浆遭受混染作用，就会导致分离结晶矿物的增加，这就会引起熔

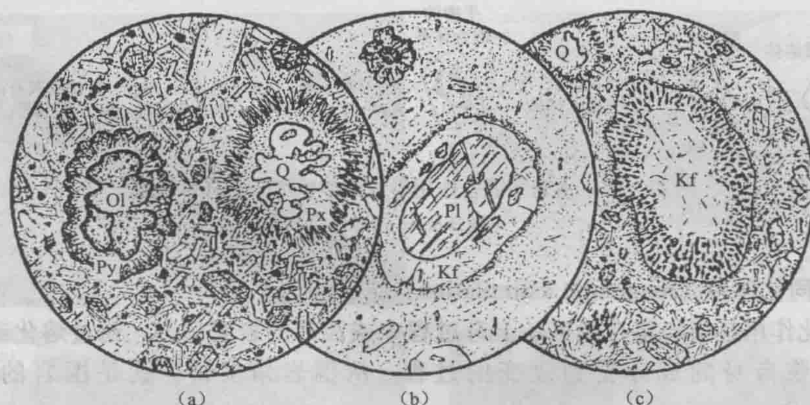


图 12－19　同化混染的火山岩中的不平衡结构

（据 McBireney，1985）

（a）穿过花岗岩喷发的玄武岩中含石英（Q）捕虏晶，边缘具辉石（Px）反应边；而相邻的橄榄石（Ol）也有辉石反应边；（b）流纹岩中的斜长石（Pl）捕虏晶被熔蚀、圆化，并与岩浆反应形成钾长石（Kf）反应边；（c）穿过花岗岩喷发的碱性玄武岩中含钾长石（Kf）和石英（Q）捕虏晶，钾长石边缘出现蠕虫状玻璃

体中 SiO_2 成分的微小的变化，但却会导致微量元素含量和同位素比值的明显变化。因此，主量元素与微量元素和同位素变化幅度的差别，就可以作为识别同化混染作用的标志之一。

Sr 同位素与 O 同位素成分变化（Pb 与 Nd 也具有指示意义）可以用来判别同化混染过

程。前寒武纪酸性岩石有相对较低的 Sr 但是高的 Rb 值；随着时间的流逝，^{87}Rb 衰变使得 ^{87}Sr/^{86}Sr 比值升高，比来自原始地幔部分熔融形成的熔体的 ^{87}Sr/^{86}Sr 比值（大约 0.703 ~ 0.704）都高。如果地幔岩浆同化混染了老的大陆地壳，两者的比值都会上升。来自地幔源区的岩浆与玄武质部分熔融形成的熔体中的 δ^{18}O 大约为 6‰，与沉积岩 δ^{18}O = 10‰ ~ 32‰ 比较差别很大。因此，幔源岩浆同化混染沉积岩会使其 ^{18}O 富集。幔源岩浆混染老的酸性岩石和沉积岩（或是它们对应的变质岩）会使其 ^{18}O 与 ^{87}Sr 同时升高。

3. 岩浆同化与分离结晶作用（magmatic assimilation and fractional crystallization）

如果无法用分离结晶模式来解释一个岩石系列的变化趋势，就要考虑多种可能性。最常遇到的是同时的岩浆同化与分离结晶作用，这个过程常常简称为 **AFC 过程**。AFC 过程是由 Bowen（1928）首先提出的，他认为在分离结晶过程中矿物结晶作用所释放出来的潜热能够提供熔蚀岩体围岩的热能。由于岩浆房本身是一个开放体系，岩浆同化作用往往伴随着分离结晶作用（DePaolo，1981），单纯的岩浆同化作用是少见的。因此，DePaolo（1981）提出了计算 AFC 过程中元素含量和同位素组成变化的公式。根据这些公式，AFC 产物在同位素轨迹上有如下基本特点：从幔源岩浆成分点出发，不能达到地壳的成分点，有时甚至不能指向地壳端元成分。轨迹的形态和取向不仅与两端元组分的元素含量和同位素组成有关，更重要的是取决于混染量和结晶分异量之比以及 Sr 和 Nd 的分配系数（James，1981；DePaolo，1981）。前者取决于围岩温度：围岩温度高，即同化混染发生的深度大，岩浆所需提供的热量少，则混染与结晶比近于 1；而当同化混染发生在地壳浅部时，混染与结晶的比值小，可为 0.2 或更小。Sr 和 Nd 分配系数决定了晶出的矿物相（陈江峰，1991）。

有人就用 AFC 模式解释太古宙片麻岩中的英云闪长岩 - 更长花岗岩岩套的主要元素化学协变特征：该岩套显示了特征的化学协变，但是在哈克图解中的变化趋势与简单的分离结晶作用不相吻合。计算表明，除了分离结晶作用外，如果把少量的太古宙片麻岩混染到熔体中，那么观察到的变化趋势可以被完全的复制出来。

思　考　题

1. 讨论产生的熔体的量与温度、压力及挥发分含量之间的关系。仅靠地壳加厚升温能否产生大量的熔体？
2. 陆壳由于隆起剥蚀而发生减压熔融，在洋中脊附近或地幔柱中上涌的地幔也会发生减压熔融。比较这两种熔融方式产生岩浆的效率。
3. 如果地球内部温度随深度的加大而持续增加，为何在很深的地幔内部还有固态岩石存在？
4. 哪些岩浆是幔源岩浆？怎样识别幔源原生岩浆？
5. 比较下地壳和上地幔部分熔融产物的异同。
6. 如何区分分离结晶和液态不混溶？

第二篇参考文献

Ernest G E 著，殷辉安译．1981. 地质学相图解释．北京：地质出版社．

北京地质学院岩石教研室．1962. 岩浆岩岩石学．北京：地质出版社．

常丽华，陈曼云，金巍等．2006. 透明矿物薄片鉴定手册．北京：地质出版社．

常丽华，曹林，高福红等．2009. 火成岩鉴定手册．地质出版社．

陈国能，格拉佩斯．2009. 花岗岩成因：原地熔融与地壳演化．武汉：中国地质大学出版社．
陈江峰．1991. 简单混合、AFC 混合和花岗岩同位素数据解释．安徽地质，1：19－27.
陈庆春，朱东亚，胡文瑄等．2003. 试论火山岩储层的类型及其成因特征．地质论评，49（3）：286－291.
池际尚，路凤香，刘永顺等．1996. 中国原生金刚石成矿地质条件研究．武汉：中国地质大学出版社．
邓晋福．1987. 岩石相平衡与岩石成因．武汉：武汉地质学院出版社．
邓晋福，罗照华，苏尚国等．2004. 岩石成因、构造环境与成矿作用．北京：地质出版社．
董春艳，刘敦一，万渝生等．2009. 大青山地区古元古代壳源碳酸岩：锆石特征及 SHRIMP 定年．地质学报，83（3）：388－398.
海因德曼著，邱家骧，王人镜，马昌前译．1989. 火成岩与变质岩岩石学（上册）．武汉：中国地质大学出版社．
贺同兴，林强，方占仁等．1992. 冀东太古宙花岗岩成因．长春：吉林科学技术出版社．
洪大卫，王式洸等．1995. 碱性花岗岩的构造环境分类及其鉴别标志．中国科学（B 辑），25：418－426.
黄智龙，许成，刘丛强．2005. 碳酸岩与铂族元素地球化学．地质论评，51（4）：443－451.
卡迈克尔 I S E，特纳 F J，费尔福根 J. 1982. 火成岩石学．北京：地质出版社．
康磊等．2009. 新疆西准噶尔夏尔莆岩体岩浆混合的岩相学证据．岩石矿物学杂志，5：423－432.
李昌年．1992. 火成岩微量元素岩石学．武汉：中国地质大学出版社．
李昌年，薛重生，廖群安等．1997. 江西横峰县港边岩浆混合杂岩体岩石学研究及其成因探讨．地球科学，22（3）：261－267.
李献华，周汉文，韦刚健等．2002，滇西新生代超钾质煌斑岩的元素和 Sr－Nd 同位素特征及其对岩石圈地幔组成的制约．地球化学，31（1）：26－34.
刘宝珺等．1980. 沉积岩石学．北京：地质出版社．
刘宝良．2001. CIPW 标准矿物计算法应用时存在问题的探讨．地质与资源，10（3）：180－183.
刘昌实，陈小明，王汝成等．2002. 广东从化石岭方钠石正长岩矿物学特征及成因．矿物学报，22（3）：261－269.
刘畅，赵泽辉，郭召杰．2006. 甘肃北山地区煌斑岩的年代学和地球化学及其壳幔作用过程讨论．岩石学报，22（5）：1294－1306.
刘观亮，汪雄武，吕学淼．1993，大洪山钾镁煌斑岩．北京：地质出版社．
刘嘉麒．1999. 中国火山．北京：科学出版社．
刘若新，樊祺诚，郑祥身等．1998. 长白山天池火山的岩浆演化．中国科学（D 辑），28（3）：226－231.
刘若新．2000. 中国的活火山．北京：地震出版社．
路凤香．1988. 地幔岩岩石学．武汉：中国地质大学出版社．
路凤香，桑隆康．2002. 岩石学．北京：地质出版社．
路凤香，张宏福，陈美华等．2007. 金伯利岩中“熔离小球”的特征及其成因．现代地质，21（2）：241－246.
罗会文，杨光树．1989. 贵州省镇远地区钾镁煌斑岩岩石特征．岩石矿物学杂志，8（2）：97－109.
马昌前．1987. 硅酸盐熔体的粘度、密度及其计算方法．地质科技情报，（2），142－150.
马昌前．1998. 莫霍面，下地壳与岩浆作用．地学前缘，5（4）：201－209.
马昌前．2004. 月球花岗岩－比较行星学意义．地质科技情报，23（4）：19－24.
马昌前，王人镜，邱家骧．1992. 花岗质岩浆起源和多次岩浆混合的标志：包体——以北京周口店岩体为例．地质论评，38（2）：109－119.
马昌前，杨坤光，唐仲华等．1994. 花岗岩类岩浆动力学——理论方法及鄂东花岗岩类例析．武汉：中国地质大学出版社．
马金龙，徐义刚．2006. 河北阳原幔源包体的 Sr-Nd 同位素特征指示华北克拉通中部存在 EMI 型古老富集地幔．科学通报，51（10）：1190－1196.
毛建仁，厉子龙，赵希林等．2007. 赣南上犹岩体的锆石 SHRIMP 定年和地球化学特征及其构造意义．矿物岩石地球化学通报（增刊），18－20.

莫柱孙，叶伯丹等．1980．南岭花岗岩地质学．北京：地质出版社．
南京大学地质系矿物岩石教研室．1980．火成岩岩石学．北京：科学出版社．
潘兆橹．1994．结晶学及矿物学．北京：地质出版社．
邱家骧．1985．岩浆岩岩石学．北京：地质出版社．
邱家骧．1991．应用岩浆岩岩石学．武汉：中国地质大学出版社．
邱家骧，林景仟．1991．岩石化学．北京：地质出版社．
邱家骧，陶奎元，赵俊磊等．1996．火山岩．北京：地质出版社．
任建德，卢书炜，裴中朝等．2007．新疆阿图什地区木吉一带的火成碳酸岩——来自地质、地球化学分析的证据．地质通报，26（6）：1665－1670．
沈发奎，袁蔺平．1991．论扬子板块寻找含金刚石的钾镁煌斑岩的前景．岩石矿物学杂志，10（4）：315－323．
孙鼎，彭亚鸣．1985．火成岩石学．北京：地质出版社．
孙善平，刘永顺，钟蓉等．2001．火山碎屑岩分类评述及火山沉积学研究展望．岩石矿物学杂志，20（3）：313－328．
王德滋，周新民等．2002．中国东南部晚中生代花岗质火山－侵入杂岩成因与地壳演化．北京：科学出版社．
王强，赵振华，许继锋等．2006．天山北部石炭纪埃达克岩－高镁安山岩－富 Nb 岛弧玄武质岩：对中亚造山带显生宙地壳增生与铜金成矿的意义．岩石学报，22（1）：11－30．
王强，许继峰，赵振华等．2008．埃达克质岩的构造背景与岩石组合．矿物岩石地球化学通报，27（4）：344－350．
王玉往，王京彬．2006．与镁铁－超镁铁质岩石有关的矿床类型．中国地质，33（3）：656－665．
吴福元，李献华，高山等．2004．Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用．见：2004 年全国岩石学会与地球动力学研讨会．
吴福元，杨进辉，储著银等．2007．大陆岩石圈地幔定年．地学前缘，14：76－86．
徐红，徐光平．2000．胶东煌斑岩的地球化学特征及其成因探讨．岩石矿物学杂志，19（1）：36－44
徐克勤，胡受奚等．1983．论花岗岩的成因系列－以华南中生代花岗岩为例．地质学报，2：107－118．
徐夕生．2008．华南花岗岩－火山岩成因研究的几个问题．高校地质学报，14（3）：283－294．
许文良，林景仟．1991．河北邯邢地区角闪闪长岩中地幔纯橄岩包体的发现与研究．地质学报，1：33－41．
许志琴，侯立玮，王宗秀等．1992．中国松潘－甘孜造山带的造山过程．北京：地质出版社．
许志琴，杨经绥，李海兵等．2011．印度－亚洲碰撞大地构造．地质学报，85（1）：1－33．
杨超群．1996．花岗岩类的地质环境－成因分类．广东地质，2：1－12．
杨经绥，徐向珍，李源等．2011．西藏雅鲁藏布江缝合带的普兰地幔橄榄岩中发现金刚石：蛇绿岩型金刚石分类的提出．岩石学报，27（11）：3171－3178．
叶德隆，邬金华，陈能松．1995．岩石典型结构分析．武汉：中国地质大学出版社．
喻学惠．2004．钾霞橄黄长岩：火成岩石学中的一个新的研究热点．现代地质，18（4）：449－453．
曾广策，朱云海，叶德隆．2006．晶体光学及光性矿物学．武汉：中国地质大学出版社．
翟淳．1981．论煌斑岩的成因模式．地质论评，27（6）：528－532
张丽娟，马昌前等．2011．扬子地块北缘古元古代环斑花岗岩的发现及其意义．科学通报，56（1）：44－57．
张旗，王元龙，张福勤等．2002．埃达克岩与斑岩铜矿．华南地质与矿产，3：85－90．
张荣隋，唐好生，孔令广等．2001．山东蒙阴苏家沟科马提岩的特征及其意义．中国区域地质，20（3）：236－244．
张树业，刘如曦，常丽华等．1982．火成岩结构构造图册．长春：吉林大学出版社．
郑建平，路凤香，叶德隆．1991，金伯利岩中金刚石多源性标志．地质科技情报，10：63－70．
郑建平，路凤香．1999．胶辽半岛金伯利岩中的地幔捕虏体岩石学特征：古生代岩石圈地幔及其不均一性．岩石学报，15（1）：65－74．
周金城，王孝磊．2005．实验及理论岩石学．北京：地质出版社．

周新民．2006. 南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化．北京：科学出版社．
周珣若，王方正．1987. 岩石物理化学．郑州：河南科学技术出版社．
周珣若，吴克隆等．1994. 漳州 I－A 型花岗岩．北京：科学出版社．
Altherr R, Henjes-Kunst F, Langer C, Otto J. 1999. Interaction between crustal-derived felsic and mantle-derived mafic magmas in the Oberkirch Pluton (European Variscides, Schwarzwald, Germany). Contributions to Mineralogy and Petrology, 137: 304 – 322.
Altherr R, Holl A, Hegner E, Langer C, Kreuzer H. 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). Lithos, 50: 51 – 73.
Anderson E M. 1938. The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dykes, and cauldron-subsidences. Royal Society of Edinburgh Proceedings, 56: 128 – 157.
Anderson J L. 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. Geol. Soc. Am. Mem., 161: 133 – 154.
Arndt N T, Guitreau M, Boullier A M et al. 2010. Olivine, and the origin of kimberlite. Journal of Petrology, 51 (3): 573 – 602.
Atherton M P. 1990. The coastal batholith of Peru: the product of rapid recycling of 'new' crust formed within rifted continental margin. Geological Journal, 25: 337 – 349.
Atherton M P. 1993. Granite magmatism. Journal of the Geological Society of London, 150: 1009 – 1023.
Bagci U, Parlak O, Húck V. 2006. Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulate rocks from the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey). Geological Journal, 41: 193 – 219.
Bailey E B, Maufe H B. 1916. The geology of Ben Nevis and Glencoe and the surrounding country (Expl. Sheet 53). Mem. Geol. Surv., Scotl.; Edinburgh, 167 – 168.
Barbarin B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. Geology, 24: 295 – 298.
Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 46 (3): 605 – 626.
Barbarin B. 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. Lithos, 80: 155 – 177.
Barberi F, Ferrara G, Santacroce R et al. 1975. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia). Journal of Petrology, 16 (1): 22 – 56.
Barnes C G, Yoshinobu A S, Prestvik T et al. 2002. Mafic magma intraplating: Anatexis and hybridization in arc crust, Bindal batholith, Norway. Journal of Petrology, 43: 2171 – 2190.
Bateman P C, Chappell B W. 1979. Crystallisation fractionation and solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park, California. Bull. Geol. Soc. Am., 90: 465 – 482.
Baxter S, Feely M. 2002. Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Irland. Mineralogy and Petrology, 76: 63 – 74.
Beard A D, Downes H, Vertrin V et al. 1996. Petrogenesis of Devonian lamprophyre and carbonatite minor intrusions, Kandalaksha Gulf (Kola Peninsula, Russia). Lithos, 39: 93 – 119.
Beard J S, Lofgren G E. 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.9 kb. Journal of Petrology, 32 (2): 365 – 401.
Best M. G. 2002. Igneous and metamorphic petrology. Oxford: Blackwell Science Ltd.
Best M G. 2003. Igneous and metamorphic petrology (2nd Edition). Oxford: Blackwell Science Ltd.
Blatt H, Tracy R J. 1996. Petrology: Igneous, sedimentary, and metamorphic (2nd Edition.). New York: W. H. Freeman and Company.
Blatt H, Tracy R J, Owens B E. 2006. Petrology: Igneous, sedimentary, and metamorphic (3rd Edition). New York: W. H. Freeman and Company.
Bodinier J B, Godard M. 2003. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. Treatise on Geochemistry, 103 – 157.
Bonin B, Azzouni-Sekkal A, Bussy F et al. 1998. Alkali-calcic and alkaline-post-orogenic (PO) granite

magmatism: petrogenetic constraints and geodynamic settings. Lithos, 45: 45 – 70.
Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. Lithos, 97 (1 – 2): 1 – 29.
Bowen N L. 1928. The evolution of the igneous rocks. New York: Dover Publications.
Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier Sci. Publ. Co., 63 – 114.
Brenan J M, Cherniak D J, Rose L A. 2000. Diffusion of osmium in pyrrhotite and pyrite: implications for closure of the Re-Os isotopic system. Earth and Planetary Science Letters, 180: 399 – 413.
Brueckner H K, Medaris L G. 2000. A general model for the intrusion and evolution of 'mantle' garnet peridotites in high-pressure and ultra-high-pressure metamorphic terranes. Journal of Metamorphic Geology, 18: 123 – 133.
Bucher K, Stober I. 2010. Fluids in the upper continental crust. Geofluids, 10: 241 – 253.
Byerly G R, Melson W G., Vogt P R. 1976. Rhyodacites, andesites, ferro-basalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreading center. Earth and Planetary Science Letters, 30: 215 – 221.
Byers C D, Muenow D W, Garcia M O. 1983. Volatiles in basalts and andesites from the Galapagos Spreading Center, 85° to 86°W. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47: 1551 – 1558.
Canil D, Scarfe C M. 1990. Phase relations in peridotite CO_2 systems to 12GPa: Implications for the origin of kimberlite and carbonate stability in the Earth's upper mantle. Journal of Geophysical Research, 95: 15805 – 15816.
Chai F, Zhang Z, Mao J et al. 2006. Lamprophyre or Lamproite Dyke in the SW Tarim Block? —Discussion on the petrogenesis of these rocks and their source region. Journal of China University of Geosciences, 17 (1): 13 – 24.
Chalapathi Rao N V, Gibson S A, Pyle D M et al. 2004. Petrogenesis of Proterozoic lamproites and kimberlites from the Cuddapah Basin and Dharwar Craton, Southern India. Journal of Petrology, 45 (5): 907 – 948.
Chalapathi Rao N V, Dharma Rao C V, Das S. 2012. Petrogenesis of lamprophyres from Chhota Udepur area, Narmada rift zone, and its relation to Deccan magmatism. Journal of Asian Earth Sciences, 45: 24 – 39.
Chappell B W, White A J R. 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geol., 8: 173 – 174.
Chappell B W, White A J R. 1992. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences, 83 (1 – 2): 1 – 26.
Chappell B W. 1996. Compositional variation within granite suites of the Lachlan Fold Belt: Its causes and implications for the physical state of granite magma. Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences, 87: 159 – 170.
Chappell B W, White A J R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. Australian J. Earth Sci., 48: 489 – 499.
Chen G W, Xia B. 2008. Platinum-group elemental geochemistry of mafic and ultramafic rocks from the Xigaze ophiolite, Southern Tibet. Journal of Asian Earth Sciences, 32 (5 – 6): 406 – 422.
Clarke D B. 1992. Granitoid rocks. London: Chapman and Hall, 280.
Coish R A, Hickey R, Frey F A. 1982. Rare earth element geochemistry of the Betts Cove ophiolite, Newfoundland: complexities in ophiolite formation. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46: 2117 – 2134.
Coleman R G. 1977. Ophiolites. New York: Springer.
Cross W, Iddings J P, Pirsson L V et al. 1902. The quantitative classification of igneous rocks. Journal of Geology, 10: 555 – 690.
Dalton J A, Presnall D C. 1998. The continuum of primary carbonatitic-kimberlitic melt compositions in equilibrium with lherzolite: data from the system CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2 at 6GPa. Journal of Petrology, 39: 1953 – 1964.
Davies J H, Stevenson D J. 1992. Physical model of source region of subduction zone volcanics. Journal of Geophysical Research, 97: 2037 – 2070.
Deer W A, Howie R A, Zussman J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals (2nd Edition). Harlow: Longman.
Defant M J, Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted

lithosphere. Nature, 347: 662 - 665.
DePaolo D J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. Earth and Planetary Science Letters, 53: 189 - 202.
Dhuime B, Bosch D, Bodinier J L et al. 2007. Multistage evolution of the Jijal ultramafic-mafic complex (Kohistan, N Pakistan): Implications for building the roots of island arcs. Earth and Planetary Science Letters, 261 (1 - 2): 179 - 200.
Didier J, Duthou J L, Lameyre J. 1982. Mantle and crustal granites: Genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 14 (1 - 2): 125 - 132.
Didier J, Barbarin B. 1991. Enclaves and granite petrology. New York: Elsevier.
Dilek Y, Furnes H. 2009. Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. Lithos, 113 (1 - 2): 1 - 20.
Dilek Y, Furnes H. 2011. Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. Geological Society of America Bulletin, 123: 387 - 411
Dosseto A, Turner S P, Van-Orman J A. 2011. Timescales of magmatic processes: From core to atmosphere. Wiley-Blackwell Company.
Drummond M S, Defant M J, Kepezhinskas P K. 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 315: 205 - 215.
Eales H V, Cawthorn R G. 1996. The Bushveld Complex. Developments in Petrology, 15: 181 - 229.
Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. Geology, 20: 641 - 644.
Eggler D H, Wendlandt R F. 1979. Experimental studies on the relationship between kimberlite magmas and partial melting of peridotite. In: Boyd F R, Meyer H O A (eds), Kimberlites, diatremes, and diamonds: Their geology, petrology, and geochemistry. Washington D C: American Geophysical Union.
Ellam R M, Hawkesworth C J. 1988. Elemental and isotopic variations in subduction-related basalts: Evidence for a three component model. Contrib. Mineral. Petrol., 98: 72 - 80.
Escartín J, Smith D K, Cann J et al. 2008. Central role of detachment faults in accretion of slow-spreading oceanic lithosphere. Nature, 455: 790 - 794.
Eyuboglu Y, Dilek Y, Bozkurt E et al. 2010. Structure and geochemistry of an Alaskan-type ultramafic-mafic complex in the Eastern Pontides, NE Turkey. Gondwana Research, 18 (1): 230 - 252.
Farmer G L, Bailley T, Elkins-Tanton L T. 2008. Mantle source volumes and the origin of the mid-Tertiary ignimbrite flare-up in the southern Rocky Mountains, Western U. S. Lithos, 102: 279 - 294.
Field M, Smith B H S. 1999. Contrasting geology and near-surface emplacement of kimberlite pipes in southern Africa and Canada. Proc. 7th Int. Kimb. Conf. (Eds. Gurneyetal.), 1: 214 - 237.
Fisher R V, Schmincke H U. 1984. Pyroclastic rocks. Heidelberg: Springer-Verlag.
Fisher R V, Orsi G, Ort M, Heiken G. 1993. Mobility of a large-volume pyroclastic flow-emplacement of the Campanian ignimbrite, Italy. J. Volcano. Geotherm. Res., 56: 205 - 220.
Foley S F, Venturelli G, Green D H, Toscani S R. 1987. The ultrapotassic rocks: Characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. Earth Science Reviews, 24: 81 - 134.
Foley S F. 1993. An experimental study of olivine lamproite: First results from the diamond stability field. Geoch. Cosmoch Acta, 57: 483 - 489.
Frost B R, Frost C D. 2008. A Geochemical classification for feldspathic igneous rocks. J Petrol., 49 (11): 1955 - 1969.
Frost C D, Frost B R. 2011. On ferroan (A-type) granitoids: Their compositional variability and modes of origin. J. Petrol., 52 (1): 39 - 53.
Furnes H, de Wit M, Staudigel H et al. 2007. A vestige of Earth's oldest ophiolite. Science, 315 (5819): 1704 - 707.

Furukawa Y. 1993. Magmatic processes under arcs and formation of the volcanic front. Journal of Geophysical Research, 98: 8309 - 8319 .

Galán G, Pin C, Duthou J L. 1996. Sr-Nd isotopic record of multistage interactions between mantle-derived magmas and crustal components in a collision context-the ultramafic-granitoid. Contributions to Mineralogy and Petrology, 137: 304-322.

Gerardo J, Aguirre D, Guillermo L H. 2008. The ignimbrite flare-up and graben calderas of the Sierra Madre Occidental, Mexico. Developments in Volcanology, 10: 144 - 174.

Gill J B. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin: Springer-Verlag.

Gill R. 2010. Igneous rocks and processes: A practical guide. Wiley-Blackwell.

Green T H. 1980. Island arc and continent-building magmatism—A review of petrogenic models based on experimental petrology and geochemistry. Tectonophys, 63: 367 - 385.

Green T H. 1982. Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. In: Thorpe RS (ed.), Andesites. New York: John Wiley, 465 - 487.

Grégoire M, Rabinowicz M, Janse A J A. 2006. Mantle mush compaction: A key to understand the mechanisms of concentration of kimberlite melts and the initiation of swarms of kimberlite dykes. Journal of Petrology, 47: 631 - 646.

Gromet L P, Silver L T. 1987. REE variations across the Peninsular Ranges batholith: Implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. Journal of Petrology, 28: 75 - 125.

Haapala I, Rämö O T. 1992. Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia. Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences, 83 (1 - 2): 165 - 171.

Harker A. 1909. The natural history of igneous rocks. New York: Macmillan.

Harris N B W, Inger S. 1992. Trace element modeling of pelite-derived granites. Contr. Mineral Petrol., 110: 45 - 56.

Hegner E, Kölbl E M, Loeschke J. 1998. Post-collisional Variscan lamprophyres (Black Forest, Germany): $^{40}Ar/^{39}Ar$ phlogopite dating, Nd, Pb, Sr isotope, and trace element characteristics. Lithos, 45: 395 - 411.

Herzberg C. 1992. Depth and degree of melting of komatiites. Journal of Geophysical Research, 97: 4521 - 4540.

Herzberg C, Gasparik T, Sawamoto H. 1990. Origin of mantle peridotite: Constraints from melting experiments to 16.5 GPa. Journal of Geophysical Research, 95 (15): 779 - 803.

Herzberg C T, O'Hara M J. 1998. Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites, and komatiites. Earth Science Revies., 44 (1 - 2): 39 - 79.

Hibbard M J. 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid system. In: Dider J, Barbarin B (eds), Enclaves and granite petrology. Amsterdam: Elsevier, 431 - 444 (Dev Petro 13).

Higgins M D. 2006. Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press.

Hildreth W. 1981. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. Journal of Geophysical Research, 86 (B11): 10153 - 10192.

Himmelberg G R, Loney R A. 1995. Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, southeastern Alaska. USGS Professional Paper, 1564, 1 - 47.

Hirose K. 1997. Melting experiments on lherzolite KLB-1 under hydrous conditions and generation of high-magnesian andesitic melts. Geology, 25: 42 - 44.

Hoek J D, Seitz H M. 1995. Continental mafic dyke swarms as tectonic indicators: An example from the Vestfold Hills, East Antarctica. Precamb. Res., 75: 121 - 139.

Hofmann A W. 1997. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. Nature, 385: 219 - 229.

Holden P, Halliday A N, Stephens W E. 1987. Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. Nature, 330: 53 - 56.

Hollings P, Wyman D. 1999. Trace element and Sm-Nd systematics of volcanic and intrusive rocks from the 3Ga

Lumby Lake Greenstone belt, Superior Province: Evidence for Archean plume-arc interaction. Lithos, 46: 189 - 213.

Hou Z, Tian S, Yuan Z et al. 2006. The Himalayan collision zone carbonatites in western Sichuan, SW China: Petrogenesis, mantle source and tectonic implication. Earth and Planetary Science Letters, 244 (1 - 2): 234 - 250.

Hyndman D W. 1985. Petrology of igneous and metamorphic rocks. New York: McGraw-Hill Inc.

Iddings J P. 1892. The origin of igneous rocks. Philosophical Society of Washington Bulletin, 12: 89 - 213.

Ildefonse B, Blackman D K, John B E et al. 2007. Oceanic core complexes and crustal accretion at slow-spreading ridges. Geology, 35 (7): 623 - 626.

Irvine T N, Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523 - 548.

Jacobsen S D, van der Lee S. 2006. Earth's deep water cycle. Geophysical Monograph, 168.

James D E. 1981. The combined, use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination, Ann. Hev. Earth Planet. Sci., 9: 311 - 344.

Janse A J A, Sheahan P A. 1995. Catalogue of worldwide diamond and kimberlite occurrences: A selective and annotative approach. Journal of Geochemical Exploration, 53: 73 - 111.

Jerram D, Petford N. 2011. The field description of igneous rocks (2nd Edition). Wiley-Blackwell.

Johannes W, Holtz F. 1996. Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. New York: Springer-Verlag.

Johannsen A. 1939. A descriptive petrology of the igneous rocks (2nd Edition). Illinois: Univ. Chicago Press.

Kaczmarek M A, Müntener O, Rubatto D. 2008. Trace element chemistry and U-Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps). Contributions to Mineralogy and Petrology, 155 (3): 295 - 312.

Kamenetsky V S, Kamenetsky M B, Sobolev AV et al. 2008. Olivine in the Udachnaya-East Kimberlite (Yakutia, Russia): Types, compositions and origins. Journal of Petrology, 49: 823 - 839.

Kamenetsky M B, Sobolev A V, Kamenetsky V S et al. 2004. Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: A potent metasomatic agent in the mantle. Geology, 32: 845 - 848.

Kelley S P, Wartho J A. 2000. Rapid kimberlite ascent and the significance of Ar-Ar ages in xenolith phlogopites. Science, 289: 609 - 611.

Kuritani T, Ohtani E, Kimura J-I. 2011. Intensive hydration of the mantle transition zone beneath China caused by ancient slab stagnation. Nature Geoscience, 4: 713 - 716.

Lambert I B, Wyllie P J. 1968. Stability of hornblende and a model for the low velocity zone. Nature, 219: 1240 - 1241.

Landenberger B, Collins W J. 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: Evidence from the Chaelundi Complex eastern Australia. Journal of Petrology, 37: 145 - 170.

Larsen E S. 1948. Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore, and San Luis Rey Quadrangles, Southern California. Geological Society of America, Memoir, 29.

Le Bas M J. 1989. Diversification of carbonatite. In: Bell K (ed.), Carbonatites. London: Unwin Hyman, 427 - 447.

Le Bas M J, Le Maitre R W, Streckeisen A et al. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27: 745 - 750.

Le Bas M J. 2000. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. Journal of Petrology, 41 (10): 1467 - 1470.

Le Maitre R W. 2002. Igneous rocks—A classification and glossary of terms. Recommendations of the IUGS subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (2nd Edition). Cambridge: Cambridge University Press.

Le Roex A P, Bell D R, Davis P. 2003. Petrogenesis of Group I Kimberlites from Kimberley, South Africa: Evidence from bulk-rock geochemistry. Journal of Petrology, 40 (12): 2261 - 2286.

Lee W J, Wyllie P J. 1998. Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust, constrained by the system CaO-(MgO + FeO*) - ($Na_2O + K_2O$) - ($SiO_2 + Al_2O_3 + TiO_2$) -CO_2. Journal of Petrology, 39 (3): 495 - 517.

Lipman P W. 1963. Gibson peak pluton: A discordant composite intrusion in the Southeastern Trinity Alps, Northern California. GSA Bulletin, 74 (10): 1259 - 1280

Liu Y, Benrner Z, Massonne H J et al. 2006. Carbonatite-like dykes from the eastern Himalayan syntaxis: Geochemical, isotopic, and petrogenetic evidence for melting of metasedimentary carbonate rocks within the orogenic crust. Journal of Asian Earth Sciences, 26: 105 - 120.

Loiselle M C, Wones D R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. Geol. Soc. Am. Prog. Abstr., 11: 468.

Lu F X, Wang Y, Chen M H et al. 1998. Geochemical characteristics and emplacement ages of the Mengyin Kinberlites, Shandong Province, China. International Geology Review, 40: 998 - 1006.

Luck J M, Allègre C J. 1984. $^{187}Re - ^{187}Os$ investigation in sulfide from Cape Smith komatiite. Earth and Planetary Science Letters, 68: 205 - 208.

Ma C Q, Wang R J, Yang K G. 1996. Magmatic thermodynamic structures of the Zhoukoudian granodioritic intrusion in the Western Hills of Beijing, Field Trip Guide of 30th International Geological Congress. Beijing: Geological Publishing House.

Maaloe S. 1985. Principles of igneous petrology. Berlin: Springer-Verlag.

Macdonald G A, Katsura T. 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. Journal of Petrology, 5: 82 - 133.

MacKenzie W S, Donaldson C H, Guilford C. 1982. Atlas of igneous rocks and their textures. Longman Group Limited, USA.

Mahood G A. 1984. Pyroclastic rocks and calderas associated with strongly peralkaline magmatism. Journal of Geophysical Research, 89: 8540 - 8552.

Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101 (5): 635 - 643.

Marsh B D. 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. Am. J. Sci., 282, 808 - 895.

Martin R F. 1977. The association hypersolvus granite-subsolvus granite- "solvsbergite" at Andrew's Point, Cape Ann, Massachusetts: A case of localized fenitization. American Journal of Science, 277: 273 - 287.

Martin H. 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, and granodiorites from eastern Finland: Major and trace element geochemistry. Journal of Petrology, 28: 921 - 953.

Mayer A, Mezger K, Sinigoi S. 2000. New Sm-Nd ages for the Ivrea-Verbano Zone, Sesia and Sessera valleys (Northern-Italy). Journal of Geodynamics, 30: 147 - 166.

McCarthy T, Rubisge B. 2005. The story of earth & life: A southern Africa perspective on a 4.6 billion-year journey. Cape Town: Struik Publishers.

McDonald R. 1974. Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversatured extrusive rocks. In: Bailey D K, Barberi F, McDonald R (eds.), Oversatured peralkaline volcanic rocks. Bulletin of Volcanology (Special Issue), 38: 498 - 516..

McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, 120: 223 - 253.

McKenzie D, Bickle M J. 1988. The volume and composition of melt generated by the extension of the lithosphere. Journal of Petrology, 29: 625 - 679.

Mercier J, Nicolas A. 1975. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. Journal of Petrology, 16 (1): 454 - 487.

Merzbacher C, Eggler D H. 1984. A magmatic geohydrometer: Application to Mount St Helens and other dacitic magmas. Geology, 12: 587 - 590.

Millhollen G L, Irving A L, Wyllie P J. 1974. Melting interval of peridotite with 5.7 percent water to 30 kilobars. Journal of Geology, 82: 575 - 587.

Mitchell R H, Bergman S C. 1991. Petrology of lamproites. Plenum, New York.

Moorhouse W W. 1959. The study of rocks in thin section . New York : Harper & Row.

Morrison G W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. Lithos, 13 (1): 97 - 108.

Morse S. A. 1980. Basalts and phase diagrams. Berlin, Heidelberg, New York: Springer.

Nelson S A, Hegre J. 1990. Volcán Las Navajas, a Pliocene-Pleistocene trachyte/peralkaline rhyolite volcano in the northwestern Mexican volcanic belt. Bulletin of Volcanology, 52 (3): 186 - 204.

Nesbitt R W, Sun S-S, Purvis A C. 1979. Komatiites: geochemistry and genesis. Canadian Mineralogist, 17: 165 - 186.

Nicholls J, Carmichael J S E. 1969. Peralkaline acid liquids: A petrological study. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2: 268 - 294.

Nicolas A. 1992. Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros. J. Petrol., 33 (4): 891 - 915.

Nielson Pike J E, Schwarzman E C. 1977. Classification of textures in ultramafic xenoliths. Journal of Geology, 85 (1): 49 - 61.

Nisbet E G., Fowler C M R. 1978. The Mid-Atlantic Ridge at 37 and 45°N: Some geophysical and petrological constraints. Geophysical Journal International, 54 (3): 631 - 660.

Nisbet E G, Cheadle M J, Arndt N T et al. 1993. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: A review of the evidence from komatiites. Lithos, 30: 291 - 307.

Nockolds S R. 1954. Average chemical compositions of some igneous rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., 65: 1007 - 1032.

Norman N, Whitfield G. 2006. Geological Journeys. Struik Nature.

Page N J. 1976. Serpentinization and alteration in an olivine cumulate from the Stillwater Complex, Southwestern Montana. Contributions to Mineralogy and Petrology, 54 (2): 127 - 137.

Parman S W, Grove T L, Dann J C. 2001. The production of Barberton komatiites in an Archean subduction zone. Geophysical Research Letters, 28: 2513 - 2516.

Patiño Douce A E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitiods. Geology, 25: 743 - 746.

Patiño Douce A E. 2000. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro A, Fernandez C, Vigneresse J L (eds.), Understanding granites: Integrating new and classical techniques. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 168: 55 - 75.

Peacock M A. 1931. Classification of igneous rock series. Journal of geology, 39: 54 - 67.

Peacock S M, Rushmer T, Thonmpson A B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. Earth Planet. Sci. Lett., 121: 227 - 244.

Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25 (4): 956 - 983.

Peccerillo A, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58: 63 - 81.

Peng P, Zhai M G, Ernst R E et al. 2008. A 1.78Ga large igneous province in the North China craton: The Xiongér volcanic province and the North China dyke swarm. Lithos, 101 (3 - 4): 260 - 280.

Philpotts A R. 1982. Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 80 (3): 201 - 218.

Philpotts A R. 1989. Petrography of igneous and metamorphic rocks. Waveland Press Inc.

Philpotts A R, Ague J J. 2009. Principles of igneous and metamorphic petrology (2nd Edition). Cambrudge Univercity Press.

Pitcher W S. 1991. Synplutonic dykes and mafic enclaves. In: Didier J, Barbarin B (eds.), Enclaves and granite petrology, developments in petrology, 13. Amsterdam: Elsevier, 383 - 391.

Pitcher W S. 1993. The nature and origin of granite. Glasgow: Blackie, 316.

Pitcher W S, Atherton M P, Cobbing E J et al. 1985. Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes. Glasgow:

Blackie, 328.
Prelevic D, Foley S F, Romer R, Conticelli S. 2008. Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics. Geoch. Cosmoch. Acta, 72: 2125 - 2156.
Rajesh H M. 2000. Characterization and origin of a compositionally zoned aluminous A-type granite from South India. Geol. Mag., 137: 291 - 318.
Rajesh H M. 2004. The igneous charnockite-high-K alkali-calcic I-type granite-incipient charnockite association in Trivandrum Block, southern India. Contributions to Mineralogy and Petrology, 147: 346 - 362.
Raymond L A. 1995. Petrology: The study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks. Wm C Brown Communication In.
Reid Jr J B, Murray D P, Hermes O D et al. 1993. Fractional crystallization in granites of the Sierra Nevada: How important is it? Geology, 21 (7): 587 - 590.
Révillon S, Arndt N T, Hallot E et al. 1999. Petrogenesis of picrites from the Caribbean Plateau and the North Atlantic magmatic province. Lithos, 49 (1 - 4): 1 - 21.
Ringwood A E. 1966. Origin of the calc-alkaline igneous rock suite. Earth and Planetary Science Letters, 1 (5): 307 - 316.
Ringwood A E. 1975. Composition and petrology of the earth's mantle. New York: McGraw-Hill.
Roberts M P, Clemens J D. 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. Geology, 21 (9): 825 - 828.
Robinson P T, Malpas J, Xenophontos C. 2003. The Troodos massif of Cyprus: Its role in the evolution of the ophiolite concept. Geological Society of America (Special paper), 373: 295 - 308.
Robyn T L. 1979. Miocene volcanism in eastern Oregon: An example of calc-alkaline volcanism unrelated to subduction. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 5: 149 - 161.
Rock N M S. 1987. The nature and origin of lamprophyres: An overview. In: Fitton J G, Upton B G J (eds.), Alkaline igneous rock. Geol. Soc. London, Sp. Publ. (30): 191 - 226.
Rogers J J W, Greenberg J K. 1990. Late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites: Distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. Journal of Geology, 98 (3): 291 - 309.
Rollinson H. 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. New York: Longman Wyllite Harlow.
Ronov A B. 1976. Volcanism, carbonate deposition, and life: Patterns of the global geochemistry of carbon. Geokhimiya, 180: 1252 - 1277.
Rudnick R L, Gao S. 2003, Composition of the continental crust. Treatise on Geochemistry, 3: 1 - 64.
Ryabchikov I D, Kogarko L N, Solovova I P. 2009. Physicochemical conditions of magma formation at the base of the Siberian plume: Insight from the investigation of melt inclusions in the meymechites and alkali picrites of the Maimecha-Kotui province. Petrology, 17 (3): 287 - 299.
Schairer J F, Bowen N L. 1947. Melting relations in the system Na_2O-Al_2O_3-SiO_2 and K_2O-Al_2O_3-SiO_2. American Journal of Science, 245: 193 - 205.
Schödlbauer S, Hecht L, Höhndorf, Morteani G. 1997. Enclaves in the S-type granites of the Kösseine massif (Fichtelgebirge, Germany): Implication for the origin of granites. International Journal of Earth Sciences, 86 (S1): 125 - 140.
Schutter S R. 2003. Hydrocarbon occurrence and exploration in and around igneous rocks, Geological Society of London, Special Publications, 214: 7 - 33.
Schwab D L, Thorkelson D J, James D J et al. 2004. The Bear River dykes (1265 - 1269Ma): Westward continuation of the Mackenzie dyke swarm into Yukon, Canada. Precambrian Research, 133 (3 - 4): 175 - 186.
Scoates J S, Friedman R M. 2008. Precise age of the platiniferous Merensky Reef, Bushveld Complex, South Africa, by the U-Pb zircon chemical abrasion ID-TIMS technique. Economic Geology. 103 (3): 465 - 471.
Seyler M, Cannat M, Me'vel C. 2003. Evidence for major-element heterogeneity in the mantle source of abyssal

peridotites from the Southwest Indian Ridge (52° to 68° E). Geochem. Geophys. Geosyst, 4 (2): 9101.
Shand S J. 1947. Eruptive rocks (3rd Edition). New York: John Wiley.
Shaw H R. 1980. The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface. In: Hargraves R B (ed.), Physics of magmatic processes. Princeton N J: Princeton University Press, 201 - 264.
Shellnutt J G, Zhou M F. 2007. Permian peralkaline, peraluminous and metaluminous A-type granites in the Panxi district, SW China: Their relationship to the Emeishan mantle plume. Chemical Geology, 243: 286 - 316.
Shirey S B, Hanson G N. 1984. Mantle-derived Archaean monozodiorites and trachyandesites. Nature, 310: 222 - 224.
Silver L T, Chappell B W. 1988. The Peninsular Ranges batholith: An insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 79: 105 - 121.
Sinigoi S, Quick J E, Mayer A, Demarchi G. 1995. Density-controlled assimilation of underplated crust, Ivrea-Verbano zone, Italy. Earth Planet. Sci. Lett., 129: 183 - 191.
Skinner E M W, Marsh J S. 2004. Distinct kimberlite pipe classes with contrasting eruption processes. Lithos, 76: 183 - 200
Smith J V. 2002. Structural analysis of flow-related textures in lavas. Earth-Science Reviews, 57: 279 - 297
Sobolev A V, Sobolev S V, Kuzmin D V et al. 2009. Siberian meimechites: Origin and relation to flood basalts and kimberlites. Russian Geology and Geophysics, 50 (12): 999 - 1033.
Soesoo A. 2000. Fractional crystallization of mantle-derived melts as a mechanism for some I-type granite petrogenesis: An example from Lachlan Fold Belt, Australia. Journal of Geological Society, 157: 135 - 149.
Spengler D, van Roermund H L M, Drury M R et al. 2006. Deep origin and hot melting of an Archaean orogenic peridotite massif in Norway. Nature, 440: 913 - 917.
Stern R J. 2004. Subduction initiation: Spontaneous and induced. Earth and Planetary Science Letters, 226: 275 - 292.
Stern R A, Hanson G N, Shirey S B. 1989. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province. Canadian Journal of Earth Sciences, 26: 1688 - 1712.
Sun S S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. Phil. Trans. R. Soc. London, A297: 409 - 445.
Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J (eds.), Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London, 42: 313 - 345.
Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. Lithos, 45 (1 - 4): 29 - 44.
Takahashi E. Shimazaki T, Tsuzaki Y et al. 1993. Melting study of a peridotite KLB-1. 6. 5GPa, and the origin of basaltic magma. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A342: 105 - 120.
Tatsumi Y, Ishizaka K. 1981. Existence of andesitic primary magma: an example from Southwest Japan. Earth and Planetary Science Letters, 53: 124 - 130.
Tatsumi Y, Ishizaka K. 1982. Magnesian andesite and basalt from Shodo-shima island, southwest Japan and their bearing on the genesis of calc-alkaline andesites. Lithos, 15: 161 - 172.
Tatsumi Y, Eggins S. 1995. Subduction zone magmatism. Oxford: Blackwell.
Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust, its composition and evolution: An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Oxford: Blackwell.
Thompson A B. 2000. Some space-time relationships for crustal melting and granitic intrusion at various depths. In: Castro A, Fernandez C, Vigneresse J L (eds.), Understanding granites: Integrating new and classical techniques. Geol. Soc. Lond., Spec Publ., 168: 7 - 25.
Thorpe R S. 1982. Andesites: Orogenic andesites and related rocks. New York: Wiley.

Trua T, Deniel C, Mazzuoli R. 1999. Crustal control in the genesis of Plio-Quaternary bimodal magmatism of the Main Ethiopian Rift (MER): Geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence. Chemical Geology, 155 (3-4): 201-231.

Turner F J, Verhoogen J. 1951. Igneous and metamorphic petrology. New York: McGraw-Hill.

Tuttle O F, Bowen N L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies. Geol. Soc. Am., Mem., 74: 153.

Villari L. 1974. The island of Pantelleria. Bulletin of Volcanology, 38 (2): 680-724.

Wagner R, Rosenberg C L, Handy M R et al. 2006. Fracture-driven intrusion and upwelling of a mid-crustal pluton fed from a transpressive shear zone—The Rieserferner Pluton (Eastern Alps). Geological Society of America Bulletin, 118 (1-2): 219-237.

Wall V J, Clemens J D, Clarke D B. 1987. Models for granitoid evolution and source compositions. Journal of Geology, 95 (6).

Wallace M E, Green D H. 1988. An experimental determination of primary carbonatite magma composition. Nature, 335: 343-346.

Wan Y S, Liu D Y, Xu Z Y et al. 2008, Paleoproterozoic crustally derived carbonate-rich magmatic rocks from the Daqinshan area, North China Craton: Geological, petrographical, geochronological and geochemical (Hf, Nd, O and C) evidence. American Journal of Science, 308 (3): 351-378.

Wedepohl K H. 1991. Chemical composition and fractionation of the continental crust. Geologische Rundschau, 80 (2): 207-223.

Westerman D S, Dini A, Innocenti F, Rocchi S. 2003. When and where did hybridization occur? The case of the Monte Capanne Pluton, Italy. Atlantic Geology, 39 (2): 147-162.

Whitney D L, Evans B W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95: 185-187.

Wiebe R A, Manon M R, Hawkins D P et al. 2004. Late-stage mafic injection and thermal rejection and thermal rejuvenation of the Vinalhaven granite, Coastal Maine. Journal of Petrology, 45: 2133-2153.

Williams H, Gilbert G M, Turner F J. 1982, Petrography (2nd Edition). W H Freeman & Company.

Wilson M. 1989. Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Springer.

Winkler G, Hansen P. 1969. Calcium-vanadium-indium substituted yttrium-iron-garnets with very low linewidths of ferromagnetic resonance. Materials Research Bulletin, 4 (11): 825-837.

Winter J D. 2001. An Introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall.

Wones D R, Eugster H P. 1965. Stability of biotite: Experiment, theory, and application. American Mineralogist, 50: 1228-1272.

Wright T L, Okamura R T. 1977. Cooling and crystallization of tholeiitic basalt: Makaopuhi lava lake, Hawaii. US Geol. Surv. Prof. Pap., 1004.

Wu F Y, Walker RJ, Yang Y H et al. 2006, The chemical-temporal evolution of lithospheric mantle underlying the North China Craton. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70: 5013-5034.

Wyllie P J. 1977. Crustal anatexis: An experimental review. Tectonophysics, 43 (1-2): 41-71.

Wyllie P J. 1979. Magmas and volatile components. American Mineralogist, 64 (5-6): 469-500.

Wyllie P J. 1981. Plate tectonics and magma genesis. Geologische Rundschau, 70: 128-153.

Xiao L, Zhang H F, Clemens J D et al. 2007. Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution. Lithos, 96 (3-4): 436-452.

Xiao L, Zhang H F, Clemens J D et al. 2008. Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Evidence for the non-subduction origin of magmas with "adakitic" affinity. EGU Assembly, Vienne. EGU2008-A-01246.

Xu X W, Zhang B L, Qin K Z et al. 2007. Origin of lamprophyres by the mixing of basic and alkaline melts in magma chamber in Beiya area, western Yunnan, China. Lithos, 99: 339-362.

Xu Y G, Chung S L. 2001. The Emeishan large igneous province: Evidence for mantle plume activity and melting conditions. Geochimica, 30: 1 – 9.

Yang J S, Shi R D, Wu C L et al. 2009. Dur'ngoi ophiolite in East Kunlun, Northeast Tibetan plateau: Evidence for paleo-Tethyan suture in Northwest China. Journal of Earth Science, 20: 303 – 331.

Yoder H S Jr. 1976. Generation of basaltic magma. Washington D C: National Academy of Sciences.

Yoder H S, Stewart D B, Smith J R. 1957. Ternary feldspars. Carnegie Inst. Washington, Year Book. 56: 206 – 214.

Yoder H S Jr, Kushiro I. 1969. Melting of a hydrous phase: Phlogopite. American Journal of Science. 267: 558 – 582.

Zhang Z C, Mahoney J J, Mao J W et al. 2006. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China. Journal of Petrology, 47 (10): 1997 – 2019.

Zhang Z, Zhi X, Chen L et al. 2008. Re-Os isotopic compositions of picrites from the Emeishan flood basalt province, China. Earth and Planetary Science Letters, 276 (1 – 2): 30 – 39.

Zhu J C, Wang R C, Zhang P H et al. 2009. Zircon U – Pb geochronological framework of Qitianling granite batholith, middle part of Nanling Range, South China. Sci. China Ser D-Earth Sci., 52, doi: 10.1007/s11430 – 009 – 0154 – 4.

第三篇 沉 积 岩

第十三章 沉积岩的形成过程和一般特征

一、沉积岩的形成过程

沉积岩（sedimentary rock）是指在表生条件下，由各种沉积作用形成的沉积物，在逐渐被埋藏过程中经成岩改造而成的岩石。表生条件主要是指地壳表层，包括大气圈的下层、水圈和生物圈的全部以及岩石圈的表层。这个包围地球表面的层圈，称为沉积岩生成圈或沉积圈。与火成岩与变质岩相比，沉积岩形成条件具低温（通常小于150℃或小于200℃）、低压（0.1～2MPa）、富水、大气以及生物参与等特点。水（地表水、地下水）和大气是母岩风化的主要营力，也是母岩风化产物以及火山物质等搬运的主要介质（所以最初沉积岩被称为水成岩），生物作用和生物化学作用也是沉积岩形成的重要因素，这是与火成岩和变质岩绝然不同之处。

尽管沉积岩是地球外力作用产物，但与地球内力作用也有密切关系，特别是一些突发事件的沉积作用及其岩石类型，如沉积物重力流和浊积岩、风暴沉积作用和风暴岩、地震沉积作用和震积岩等，常常为板块运动、岩浆作用等地球内力作用所诱发。

与火成岩和变质岩相比，沉积岩的形成过程最容易被人直接观察到，因而常被直观地划分成三个阶段：① 沉积岩原始物质的生成阶段（主要是母岩风化）；② 沉积岩原始物质向沉积物的转变阶段；③ 沉积物的固结和持续演化阶段。

沉积岩原始物质的生成与它的来源有关，虽然整个表生带，包括岩石圈上部、整个水圈、生物圈和大气圈下部都是沉积岩原始物质的来源，但最重要的来源还是母岩风化，其次是火山喷发，而直接的宇宙来源在近几十年也受到了关注。

母岩风化所指母岩可以是任何早先形成的岩石，它们在遭受物理、化学和生物风化时，可为沉积岩提供三大类物质，即碎屑物质、溶解物质和不溶残余物质。碎屑物质是从母岩中机械分离出来的岩石或单个晶体的碎块，又称**陆源碎屑**（terrigenous detrital），按大小顺序可进一步划分为砾、砂、粉砂和泥。溶解物质是由母岩释放出来的各种离解离子和胶体离子，是化学或生物化学的作用产物。在自然条件下，一般母岩矿物的化学风化都是十分缓慢和不彻底的作用过程，大多会留下一些过渡性或性质相对稳定的中间产物，其中最常见的是粘土矿物和铁、锰、铝等的氧化物或其水化物，它们大多数是一些细小的固态质点，被统称为不溶残余物质（或称化学残余、风化矿物等）。碎屑物质、不溶残余物质如果仍留在风化面上就称为**残积物**（residual deposit）。

火山爆发生成的原始物质通常指火山碎屑，有时也指水下爆发（尤其是喷气）直接进入水体的溶解离子。在沉积岩中，火山碎屑常常是混在母岩风化产物中的次要成分，倘若它们成为主要成分，所形成的岩石即属火山碎屑岩（岩浆岩）的范畴。这当然只是人为的划分，在这一点上，沉积岩和岩浆岩实际并无严格界限。

直接来自宇宙的物质一般指陨石和宇宙尘。据统计，现在每年降落的陨石平均为500颗

左右，能找到的大约只有20颗，大小通常为几厘米或几十厘米。**宇宙尘**（cosmic dust），又称**微球粒**（microspherulites）多一些，平均每年每平方米的地球表面大约可降落1~5颗，但大小都不到0.5mm，成分主要是富铁镁的硅酸盐，如橄榄石、辉石或磁铁矿、方铁矿等，在地表条件下很容易遭到风化，无论是以“碎屑”形式还是分解成离子或不溶残余，都会被地球岩石风化产物所淹没，因而在造岩组分中它们是极其次要的。然而有迹象表明，在漫长的地质历史中可能发生过大规模宇宙物质的沉降，甚至小行星的撞入事件，一些在地球上原本十分稀少分散，而在宇宙空间却比较丰富的化学元素就会明显改变当时或稍后地表沉积物中的元素组成，典型例子是白垩系和古近系之间的界线粘土层中的铱含量在全球范围内突然跃升了好几个数量级。有人认为这是一个直径为10~20km的小行星与地球相撞的结果，连锁反应还导致了恐龙和其他一些生物的绝灭。类似的异常还出现在许多地方始新世和渐新世、二叠纪和三叠纪、震旦纪和寒武纪之间的界线层中，它们对沉积岩本身的影响是微乎其微的，但对揭示生物乃至整个地球演化历史有着深远的意义。

原始物质一旦出现在地球表面实际就已进入了第二个阶段——向沉积物的转变阶段。在这个阶段中，除少量原始物质形成残积物外，绝大多数原始物质都会离开它的生成地点向沉积盆地方向搬运。到达盆地以后，盆内的搬运常常还要继续进行。碎屑和不溶残余物质的搬运力主要来自水的流动，也可来自风、冰川和被搬运物自身的重力，搬运途中的碰撞和摩擦会改变它们的原始形状和大小，也会伴随发生各种化学变化，所以随搬运距离或搬运时间的延长，它们与原始物质之间的差别会愈来愈大。当搬运力小到一定程度时，它们会以机械方式沉积或静止下来。溶解物质的搬运也主要靠水的流动，但在一定范围内也可靠不同浓度间的扩散。搬运途中，部分溶解离子会随水流向下渗透而失去，也有新的溶解离子加入进来，当物化条件适宜时，相关离子将以化学方式彼此结合形成新的矿物而沉淀，部分溶解离子还会被生物吸收，以生物化学方式参与有机体的形成。已经沉积或沉淀的物质可以被再次搬运，甚至会出现多次反复。盆地内的各种物理、化学或生物作用还会生成许多特殊的游移性颗粒实体，如生物碎屑、鲕粒等等，它们将像陆源碎屑那样以机械方式搬运，尔后再以机械方式沉积或静止。无论搬运路途多么曲折、搬运过程多么复杂，被搬运物质最终还是会沉积下来，这种由沉积不久的物质构成的疏松多孔、大多还富含水分的地表堆积体就称为**沉积物**（deposits）。这样，第二阶段也可表述为原始物质通过沉积作用在地表重新分配组合、形成沉积物的阶段。在自然规律的支配下，沉积物总是会按自己的成分和结构构造，以一定的体积和外部形态在沉积盆地中占据最适合自己的位置，尽管它还比较疏松，但已经具备了一个相对稳定的三维格架，沉积岩正是借助了这个格架才得以完成它的最后形成过程，也正因为如此，研究沉积岩的首要任务也就是研究相关的沉积物。

沉积物的堆积可以十分缓慢，也可以非常迅速。随着时间的推移，较早形成的沉积物将被逐渐埋入地下，它所处的温度和压力会随之升高，所含有机质将逐渐降解，内部孔隙水因被挤出向压力较低的部位移动而减少，同时接受压力更高部位水的补充，有机质降解产物溶于其中还会提高它的化学活性。孔隙水的这种不断更新可能会溶解掉沉积物中的不稳定成分，重新沉淀出较为稳定的成分来；一些喜氧或厌氧细菌也会以生物化学方式加入到矿物相的转化中；即使是较为稳定的成分也会在压力增高的条件下调整自己的空间方位。伴随所有这些变化，沉积物就会逐渐固结成为致密坚硬的沉积岩。完成这一过程所需埋深和时间与沉积物的成分和埋藏地的地温梯度有关，大致在1~100m和1ka~1Ma之间，而在特殊情况下也可无须埋藏而在几十年内直接在沉积物表层迅速完成固结过程。固结成的岩石随埋深进一步加大，温压进一步提高，还会进一步变化，大约在地下几千米的深度渐渐向变质岩过渡，

也可能被构造运动抬升到浅部接受地下水的淋溶或接纳新的沉淀矿物，或者到达地表遭受风化成为新一代母岩。这就是沉积物固结和持续演化阶段可能涉及的主要过程。

三个阶段对沉积岩的影响都是深刻的，也是造成沉积岩物质成分、结构构造多样性和时空分布复杂性的直接原因。

二、沉积岩的颜色、物质成分和结构

（一）沉积岩的颜色

颜色是沉积岩的重要宏观特征之一，对沉积岩的成因具有重要的指示性意义。

1. 颜色的成因类型

因为决定岩石颜色的主要因素是它的物质成分，所以沉积岩的颜色也可按主要致色成分划分成两大成因类型，即继承色和自生色。

◎继承色：主要由陆源碎屑矿物显现出来的颜色称为继承色，是某种颜色的碎屑较为富集的反映，只出现在陆源碎屑岩中，如较纯净石英砂岩的灰白色，含大量钾长石的长石砂岩的浅肉红色，含大量隐晶质岩屑的岩屑砂岩的暗灰色，等等。

◎自生色：主要由自生矿物（包括有机质）表现出来的颜色称为自生色，可出现在任何沉积岩中。按致色自生成分的成因，自生色可分为原生色和次生色两类。① 原生色是由原生矿物或有机质显现的颜色，通常分布比较均匀稳定，如海绿石石英砂岩的绿色、炭质页岩的黑色等。② 次生色是由次生矿物显现的颜色，常常呈斑块状、脉状或其他不规则状分布，如海绿石石英砂岩顺裂隙氧化、部分海绿石变成褐铁矿而呈现的暗褐色，等等。无论是原生色还是次生色，其致色成分的含量并不一定很高，只是致色效果较强罢了。原生色常常是在沉积环境中或在较浅埋藏条件下形成的，对当时的环境条件具有直接的指示性意义。次生色则除特殊情况外，多是在沉积物固结以后才出现的，只与固结以后的条件有关。

2. 几种典型自生色的致色成分及其成因意义

◎白色或浅灰白色：当岩石不含有机质、构成矿物（不论其成因）基本上都是无色透明时常为这种颜色，如纯净的高岭石、蒙脱石粘土岩、钙质石英砂岩、结晶灰岩等。

◎红、紫红、褐或黄色：当岩石含高铁氧化物或氢氧化物时可表现出这种颜色，其含量低至百分之几即有很强的致色效果，通常高铁氧化物为主时偏红或紫红，高铁氢氧化物为主时偏黄或褐黄。由于自生矿物中的高铁氧化物或氢氧化物只能通过氧化才能生成，故这种颜色又称**氧化色**（oxidized color）。氧化色可准确地指示氧化条件（但并非一定是暴露条件）。陆源碎屑岩的氧化色多由高价铁质胶结物造成，泥质岩、灰岩、硅质岩的氧化色常由弥散状高铁微粒造成。由具有氧化色的砂岩、粉砂岩和泥质岩稳定共生形成的一套岩石称为红层或红色岩系，地球上已知最古老的红层产于中元古代，据此推测，地球富氧大气的形成不会晚于这个时期。

◎灰、深灰或黑色：这通常是因为岩石含有有机质或弥散状低铁硫化物（如黄铁矿、白铁矿）微粒的缘故，它们的含量愈高，岩石愈趋近黑色。有机质和低铁硫化物均可被氧化，故这种颜色只能形成或保存于还原条件，也因此而称为**还原色**（reduced color）。陆源碎屑岩、石灰岩、硅质岩等的还原色大多与有机质有关，泥质岩的还原色既与有机质，也与低铁硫化物有关。

◎绿色：一般由海绿石、绿泥石等矿物造成。这类矿物中的铁离子有 Fe^{2+} 和 Fe^{3+} 两种价态，可代表弱氧化或弱还原条件。砂岩的绿色常与海绿石颗粒或胶结物有关，泥质岩的绿色常是绿泥石造成的。此外，岩石中若含孔雀石也可显绿色，但相对少见。

除上述典型颜色以外，岩石还可呈现各种过渡性颜色，如灰黄色、黄绿色等，尤其在泥质岩中更是这样。泥质沉积物常含不等量的有机质，在成岩作用中，有机质会因降解而减少，高锰氧化物或氢氧化物（致灰黑成分）常呈泥级质点共存其间，一些有色的微细陆源碎屑也常混入，这是泥质岩常常具有过渡颜色的主要原因，而砂岩、粉砂岩、灰岩等的过渡色则主要取决于所含泥质的多少和这些泥质的颜色。

影响颜色的其他因素还有岩石的粒度和干湿度，但它们一般不会改变颜色的基本色调，只会影响颜色的深浅或亮暗。在其他条件相同情况下，岩石粒度愈细或愈潮湿，其色愈深愈暗。

（二）沉积岩的矿物成分和化学成分

沉积岩的固态物质包括有机质和矿物两大部分。除了煤这种可燃有机岩以外，一般沉积岩中的有机质主要赋存在泥质岩和部分碳酸盐岩中，其他岩石中的含量很少，常在1%以下，其中可溶于有机酸的部分是沥青，其余难溶于常用无机或有机溶剂的部分称为**干酪根**（kerogen），二者都是沉积有机质经沉积后降解的产物。沉积岩中的矿物比较复杂。由于原始物质中的碎屑物质可来自任何类型的母岩，所以岩浆岩和变质岩中的所有矿物都可在沉积岩中出现。迄今为止，在沉积岩中已经知道的矿物已达160种以上，但它们中的绝大多数都比较稀少或分散，只有20种左右是比较常见的，而且存在于同一岩石中的矿物最多不超过5～6种，有些仅1～3种。矿物成分在整个沉积岩中的多样性和在具体岩石中的简单性从一个侧面反映了沉积岩成因的独特性质。

从矿物的“生成”这个角度出发，沉积岩中的矿物可划分成两大成因类型：他生矿物和自生矿物。

◎*他生矿物*（allogenic mineral）：是在所赋存沉积岩的形成过程开始之前就已经生成或已经存在的矿物。按来源，它可分成陆源碎屑矿物和火山碎屑矿物两类（宇宙尘埃矿物数量稀少，可以忽略）。陆源碎屑矿物是母岩以晶体碎屑或岩石碎屑（简称岩屑）形式提供给沉积岩的，可看成是沉积岩对母岩矿物的继承，故也称**继承矿物**（inherited mineral），例如来自花岗岩和花岗片麻岩等母岩的碎屑石英、碎屑长石、碎屑云母等。火山碎屑矿物是由火山爆发直接提供给沉积岩的，在成分上与来自岩浆岩母岩的矿物相同。

◎*自生矿物*（authigenic mineral）：是在所赋存沉积岩的形成作用中以化学或生物化学方式新生成的矿物，或者简单说是由所赋存沉积岩自己生成的矿物。常见的典型自生矿物有粘土矿物、方解石、白云石、石英、玉髓、海绿石、石膏、铁锰氧化物或其水化物，其次是黄铁矿、菱铁矿、铝的氧化物或氢氧化物、长石等。此外鲕粒等自生颗粒及有机质也属于自生范畴。有些矿物（如石英、长石等）在他生矿物和自生矿物中都可出现，为避免混淆，在实践中应明确它的成因，如碎屑石英、自生石英或碎屑长石、自生长石等。按沉积岩形成作用的阶段性，自生矿物可分为风化矿物、沉积矿物和成岩矿物三类，它们分别在化学风化作用、化学或生物沉积作用和成岩作用中生成。另一种更为流行的划分方法是将自生矿物划分成原生矿物和次生矿物两类：如果自生矿物在它赋存的沉积物或沉积岩中占据空间时，该空间还未被别的矿物占据，这种矿物就是原生矿物；如果该空间正被别的矿物占据着，它是通过某种化学过程（如交代）才夺取到这个空间的，这种矿物就是次生矿物。按这样的定义，风化矿物、沉积矿物和在孔洞中沉淀的成岩矿物都是原生矿物，而交代原生矿物形成的矿物才是次生矿物。

沉积岩的化学成分取决于其矿物组成特征，随岩石类型的不同而相差极大（表13－1），一些石英砂岩或硅质岩可含90%以上的SiO_2，而石灰岩则高度富CaO，其他Al_2O_3、Fe_2O_3和MgO等也明显富集在某些类型的岩石中，这显然是地球物质循环到表生带后因背景条件不同而发生分异的结果。

表 13-1 某些沉积岩的化学成分（w_B/%）

岩石类型	石英砂岩①	硅质岩②	页岩③	石灰石④	白云岩⑤	铁质岩⑥
SiO_2	96.65	92.63	56.35	1.15	0.28	4.211
TiO_2	0.17	0.09				0.12
Al_2O_3	1.96	1.41	12.27	0.45	0.11	1.38
Fe_2O_3	0.58	2.67	7.08		0.12	37.72
FeO		0.26	1.91	0.26		7.27
MnO		0.80	0.19			0.18
MgO	0.05	0.33	1.56	0.56	21.30	1.68
CaO	0.08	0.11	0.27	53.80	30.68	22.49
Na_2O	0.05	0.16	0.66	0.07	0.33	0.01
K_2O	0.27	0.42	5.02		0.03	0.00
P_2O_5		0.03	0.31		0.00	1.00
烧失量	0.59			43.61	47.42	20.81

资料来源：① Bradbury，1962；② Yainamoto，1987；③ 范德廉，1981；④ Clarke，1942；⑤ Ham，1949；⑥ James，1966。空白为未分析。

传统的沉积岩石学不太重视沉积岩化学成分研究，20 世纪 70 年代以来，人们发现沉积岩化学成分与其形成的构造环境乃至物源区特点有密切关系，因而对沉积岩化学成分越来越重视。概括说来现代沉积岩岩石地球化学研究主要包括下列四个方面（参见 Rollinson，1993）：

（1）**物源区**（provenance）化学成分对沉积岩化学起着主要的控制作用，但沉积物离开物源区后的作用也有大的影响。物源区成分主要取决于大地构造环境。对沉积岩的主要元素研究表明，以前的风化条件有时可以从化学上得以识别，因此不同的风化条件可以反映在所形成的沉积物上。

（2）沉积物在搬运过程中也可以发生大的成分变化。例如有些微量元素会富集在粘土矿物组分或重矿物中。这些作用在大的程度上取决于从剥蚀到沉积所经历的时间间隔。

（3）沉积过程中发生的化学成分变化取决于沉积环境，而沉积环境是由沉降速率控制的。化学和生物化学作用控制了元素在海水中的溶解度，这些作用连同海底风化作用以及还原条件都对特定的沉积类型起重要作用。

（4）沉积后的作用可以用稳定同位素来研究。在成岩流体研究中，氢、氧同位素可以有效地示踪不同类型的水。在石灰岩成岩作用的研究中，则要用碳和氧同位素。利用氧同位素分异与温度的依赖关系，可以计算成岩过程中的地热梯度，从而恢复岩石的埋藏历史。

（三）沉积岩的结构

与岩浆岩和变质岩整体上都具有结晶的结构面貌不同，沉积岩虽然都是沉积成因，但却没有统一的沉积结构面貌，结构变化非常大。这主要是因为不同沉积物可以具有截然不同的沉积机理，沉积后还要继续经受成岩改造造成的。

由于沉积岩基本上可看成是固结的沉积物，在大多数情况下，沉积岩的整体结构基本上由沉积物决定，或者说，该整体结构在沉积作用中就已大致形成，只是在成岩作用中被封固在沉积岩中，只有少数结构是在成岩作用中形成的。沉积作用中形成的结构可称为沉积结构，归纳起来，沉积结构可分为 5 种基本类型（图 13-1）。

◎*碎屑结构*（detrital texture）：主要由砾、砂等较粗的陆源碎屑（或他生矿物颗粒）机械堆积形成。这些碎屑颗粒之间的物质称为**填隙物**（fillings），它们可以是与碎屑颗粒大致同时沉积，但相对却细小许多的机械沉积质点，如在粗大砾石之间的泥砂、在砂粒之间的泥等，这种填隙物称为**基质**（matrix），也可以是在沉积后作用中由孔隙水沉淀出来的矿物晶

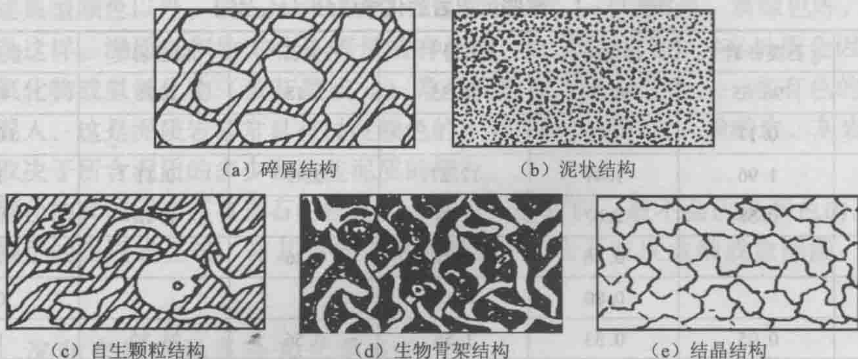


图 13-1 沉积岩整体结构的基本类型

体，这种填隙物称为**胶结物**（cement）。当然填隙物有时并不会将碎屑颗粒之间的空间全部填满，这时就会出现一些**孔隙**（pore）。

◎泥状结构（muddy texture）：主要由极细小（泥级）的固态质点机械堆积形成，这些质点通常不是单一成因，既可由母岩或其他物体机械破碎产生，也可以在风化或沉积作用中由化学或生物作用产生。沉积时，不同成因的质点常常会混杂在一起而同时参与结构的形成。当它们出现在碎屑结构中时就成了碎屑结构中的基质。

◎自生颗粒结构：常被简称为**颗粒结构**（granular texture），主要由一些特殊的颗粒，如生物碎屑、鲕粒等机械堆积形成，颗粒之间的填隙物也有基质和胶结物，在这些方面，它与碎屑结构极为相似，但结构中的颗粒却不同于陆源碎屑，它主要是由自生矿物构成的。

◎生物骨架结构（skeletal texture）：主要由造礁生物原地生长繁殖形成，在生物骨架之间的空隙中常有自生颗粒，泥级质点或胶结物充填。此外，一些藻类（蓝藻、红藻等）其粘液可以粘结其他成分（灰泥、颗粒、生物碎屑等）形成粘结格架。

◎结晶结构（crystalline texture）：也称化学结构，主要由原地化学沉淀的矿物晶体形成，所谓"原地"是指晶体的大小、形态和相对位置都是在矿物沉淀时形成的。就结构面貌而言，结晶结构与岩浆岩或变质岩的某些结构很相似，但结构中的矿物却是从低温低压的水溶液中沉淀的，而且大多都是同一种矿物。它们显然都是自生矿物。这种结构可以在沉积时形成，也可在沉积以后由其他结构改造形成。

这 5 种沉积结构在具体表象或成因上还有许多变化，之间还有诸多过渡类型。这些将在以后章节中结合沉积作用再作详细介绍。关于成岩结构，将在成岩作用一章中专门介绍。

三、沉积岩的构造

沉积岩的构造总称为**沉积构造**（sedimentary structure），指在沉积作用或成岩作用中在岩层内部或表面形成的矿物成分的空间分布与排列方式特征，这里的"岩层"是指由区域性或较大范围沉积条件改变而形成的构成沉积地层的基本单位。相邻的上下岩层之间被层面隔开。层面是一个机械薄弱面，易被外力作用剥露出来。无论是岩层内部还是岩层表面的构造都有不同的规模，但通常都是宏观的。

沉积构造的类型极为复杂，描述性、成因性或分类性术语极多，其中，在沉积作用中或在沉积物固结之前形成的构造称为**原生沉积构造**（primary sedimentary structure），在沉积物固结之后形成的构造称为**次生沉积构造**（secondary sedimentary structure）。在已研究过的沉积构造中，绝大多数都是原生沉积构造。从形成机理看，任何构造都无外乎物理、化学、生物或它们的复合成因，相应的构造也就具有相应的形迹特点，特别是原生沉积构造常常与沉

积环境的动力条件、化学条件或生物条件有密切的成因联系，对沉积环境的解释或岩层顶底面的判别都有重要意义。这里只介绍表 13－2 中列出的常见或重要的构造类型，其中除缝合线构造和部分结核构造为次生沉积构造外，其他的都是原生沉积构造。

表 13－2　重要或常见的沉积构造类型

物理成因		生物成因	化学成因
层理构造	泥裂	生痕构造	晶痕和假晶
波痕构造	雨痕、雹痕	生物扰动构造	鸟眼构造
叠瓦构造	泄水构造	植物根痕构造	结核构造
冲刷构造		叠层构造	缝合线构造

（一）物理成因的构造

1. 层理（bedding）构造

层理是沉积物以层状形式堆叠而在岩层内部形成的层状形迹，它由沉积质点的颜色、成分或形状、大小等显示。绝大多数层理都是在沉积作用中形成的，主要与流体的机械作用有关，部分还与化学或生物作用有联系，被称为沉积层理。极少数层理是在埋藏以后和固结以前通过机械重组或化学沉淀形成的，被称为成岩层理。通常所说的层理都是指沉积层理。

层理描述要用到一些基本术语，主要有纹层、层系和层系组等（图 13－2）。**纹层**（lamina）是层理中可以划分出来的最小层状单位（通常是宏观的，也可以是微观的），具有明显的上下边界，内部颜色、成分或粒度比较均匀而不可再分。单一纹层的厚度多在毫米级，也可小于 1mm 或达数厘米。同一纹层是在相同条件下同时或几乎同时形成的。**层系**（set）可以由一组相同或相似的纹层叠置而成，也可以不含纹层只显示粒度的渐变特征。同一层系是在基本相同条件下在一段时间内累积形成的。相邻层系间的界面称为**层理面**（bedding plane），它可以是平面或曲面。在岩层的垂直断面上，纹层面和层理面都由纹理表现。**层系组**（coset）由两个或两个以上相同或有成因联系的层系叠置而成。层系组是在一个较长时间段由于流体运动状态、沉积物沉积速率或其他沉积条件呈规律性波动形成的。上述纹层、层系或层系组的界面一般都不是机械薄弱面，除特殊情况以外，均难以沿这些面剥开。但是，并不是所有层理都可分出纹层、层系或层系组，其中可以分出纹层或有纹理显示的层理为纹层状层理，如水平和平行层理、交错层理、波状层理、脉状或透镜状层理等，分不出纹层或没有纹理显示的层理为非纹层状层理，如递变层理、块状层理等。在一个岩层内，自下而上的层理可以相同，也可以不同。需要着重指出的是，虽然层理是显示在岩层的某个断面上，但无论是纹层还是层系、层系组都是三维空间中的层状单位，它们在岩层断面上显示的形态或延伸方向既与这些“层”有关，也与断面的方位有关，这一点在确定

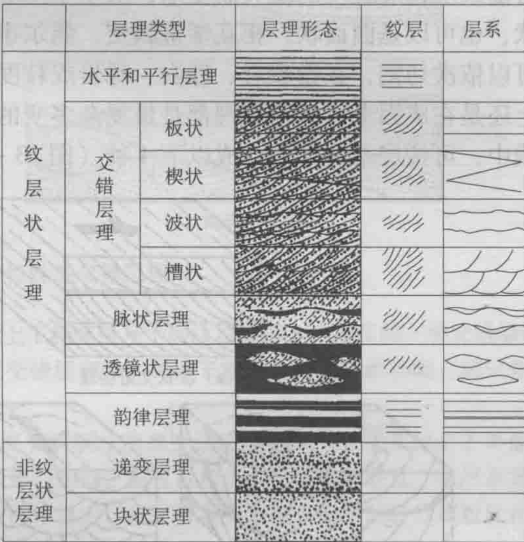


图 13－2　层理的构成和常见类型

层理类型或利用层理判断流向时尤为重要。

(1) 水平层理（horizontal bedding）

纹层呈平面状，相互平行叠置且与层面平行。纹层厚度多在1mm以下，少数可达1～2mm，在岩层各个方位的垂直断面上都有较密集的平行直线状纹理显示。常产在粉砂岩、泥质岩或粒度相当的其他岩层内，可看成是水流缓慢或静水条件下的沉积产物。

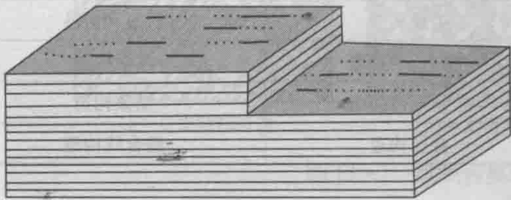


图13-3 平行层理和剥离线理

(2) 平行层理（parallel bedding）

与水平层理相似，也由平面状纹层平行层面叠置而成，不同的是纹层厚度较大，构成粒度较粗，纹理常不如水平层理清晰（图13-3）。有些平行层理可沿纹层面剥开，剥开面上可出现一些长短不一，相互平行的微细沟脊状直线形条纹，称为**剥离线理**（parting lineation），它是由颗粒在沉积物表面滚挪动形成的。平行层理多产在粗砂岩、砂砾岩或粒度相当的其他岩石内，是水体较浅、流速较高或反复冲刷环境的产物。

(3) 交错层理（cross-bedding）

纹层与层理面呈斜交关系，相互平行叠置成单个的层系再组合成层系组，单个纹层的厚度可随纹层构成粒度的增大而变厚，从小于1mm到数厘米不等。纹层和层系界面可以是平面状，也可以是曲面状，相互常常斜交，偶尔也可以平行。相邻的层系界面可以彼此独立，也可以依次切割，在粉砂岩、砂岩、砾岩或粒度相当的其他岩石内都有广泛分布。无论在形态上还是在成因上，交错层理都是最复杂多变的一种层理类型，进一步细分常常十分困难，实践中，可按层系的形态分成以下4种（图13-4）。

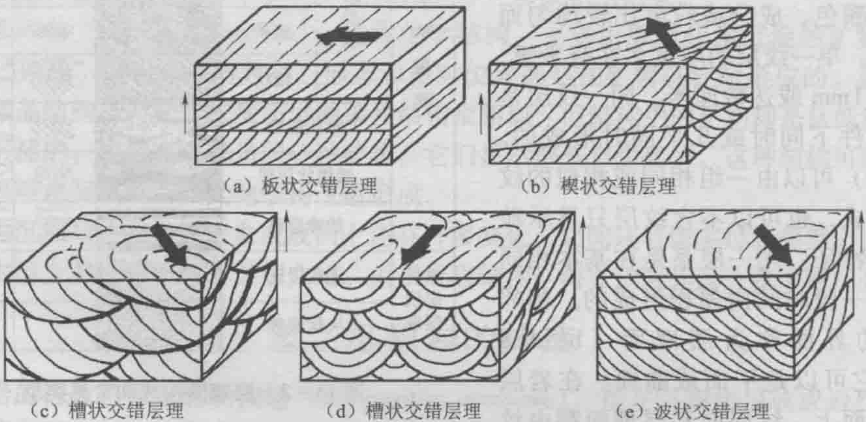


图13-4 常见交错层理及流向和上层面的判别

小箭头指向上层面，大箭头表示流向

◎板状交错层理（tabular cross-bedding）：各层系界面均为平面且与层面平行，单个层系呈等厚的板状，其中纹层较平直或微下凹，与层系界面斜交。

◎楔状交错层理（wedge cross-bedding）：各层系界面也为平面，但彼此不平行，单个层系不等厚而呈楔状，其内纹层与板状交错层相仿。

◎波状交错层理（wavy cross-bedding）：层系界面为波状起伏的曲面，相邻界面可以相交也可以不相交，总的延伸方向与层面平行。纹层也与层系界面斜交，但有时也可能不太

清晰。

◎*槽状交错层理*（trough cross-bedding）：层系界面为下凹勺形曲面，在岩层不同方位的断面上，曲面下凹的程度不同，一般在垂直流向的断面上比在平行流向的断面上下凹更强。层系内的纹层多呈下凹的曲面，通常与层系界面斜交，偶尔平行。

上述4种交错层还可按层系的厚度进一步划分，单一层系无论是否等厚，均以它的最大厚度为准，最大厚度小于3cm时为小型，3~10cm时为中型，大于10cm时为大型。所以实际的交错层就有大型板状、中型槽状、小型波状等的区别。

这些交错层大多是定向水流的作用产物，水的流速对层系厚度有重要影响。在一定范围内，流速愈大，所形成的层系厚度也愈大。相对而言，水平层理、小型、中型、大型交错层理和平行层理大致可反映流速由低到高的变化序列。

交错层理常被用来判断水的流向，即同一层系内纹层的倾斜方向就代表了形成该层系时的流向。有些交错层还可指示岩层顶面，即当纹层为下凹的曲面状时，它与层系的下界面可以呈逐渐相切关系而与上界面为角度交截关系（图13-4）。

除上述一般交错层理外，还有许多具有特殊形态和成因的交错层理，这里介绍几种主要类型（图13-5）。

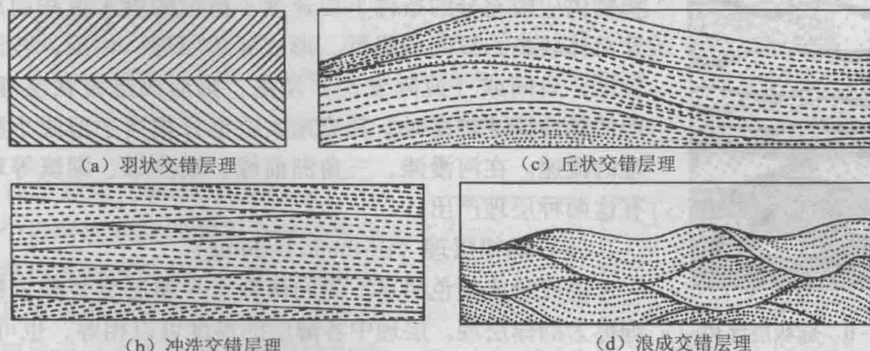


图13-5　几种特殊的交错层理

◎*羽状交错层理*（herringbone cross-bedding）：指上下相邻层系中的纹层倾斜方向相反的一种交错层理，也称青鱼刺状或双向交错层理，多出现在板状或楔状交错层理中。形成于流向可以反转的环境，如三角洲或潮汐带内。

◎*冲洗交错层理*（swash cross-bedding）：本质上属于羽状或楔状交错层理，但同一层系的上下界面和它们与层面的夹角都很小，相邻层系纹层的倾斜方向可以相同，也可以相反，纹层非常平直，与层系界面大致平行或小角度交截。形成于反复冲刷的滨海或滨湖环境中，赋存岩石多是缺少泥质的砂岩或粒度相似的其他岩石。

◎*浪成交错层理*（wave-ripple cross-bedding）：断面上很像槽状交错层理，层系界面波状起伏，局部对下面的层系有较强的切割，横向上可过渡为相邻层系内的某个纹层界面。纹层多为横向延伸的舒缓波曲状，大致与层系界面平行，但在层系的一端则逐渐汇聚成束或被另一个层系界面交截。通常认为浪成交错层理是在沉积速率较高的条件下，由水的流动和振荡运动综合作用形成。它可形成在各种水深条件下，但在浅水中很容易遭到破坏。常可作为偶受风浪扰动较深水环境的标志，常常发育在富含泥质的粉砂或细砂岩中。

◎*丘状交错层理*（hummocky cross-bedding）：层系呈宽缓的圆丘状，纵断面上，丘宽可达1~5m，丘高可达20~50cm或更高，垂向上大多只出现1~3个层系。层系内的纹层与层系边界基本平行，但向着丘顶或丘谷方向收敛，在丘谷处与相邻层系内的纹层以小角度交错或呈过渡关系。在这一点上，它与浪成交错层理很相似。实际上，丘状交错层理的形成也与水的振荡作用有关，是水面的巨浪引起深部水体也随之振荡的产物，只是它标志的水深要比浪成交错层理更大，赋存岩石也多是富泥的粉砂岩或细砂岩。

◎*风成交错层理*（wind-dune cross-bedding）：通常是板状或楔状交错层，但层系厚度很大，一般在几十厘米到几米之间，纹层也较厚，最厚可达2～5cm，多呈平板状。赋存岩石多为干净的中细砂岩（很少含泥），形成于缺少植被的陆表环境，如沙漠和裸露海岸地带等。

（4）脉状层理（flaser bedding）、波状层理（wavy bedding）和透镜状层理（lenticular bedding）

这三种层理都是泥质和砂质（通常是粉砂或细砂）沉积物交替沉积形成的一种复合层理。

◎*脉状层理*：又称压扁层理，其主要特征是沉积物以砂为主，断面上，泥只以起伏脉状或细长飘带状等夹在砂质沉积物中。

◎*透镜状层理*：沉积物以泥为主，断面上，砂只以透镜状或细长飘带状等夹在泥质沉积物中。

两种层理中的砂质沉积物还可以发育像交错层理那样的纹层。垂向上，间隔出现的砂或泥的厚度均较小，一般不超过1～2cm，常常只有几毫米。在岩层中，两种层理常常共生，有时还有过渡类型（砂泥数量大体相仿，称为波状层理，图13－6）。成因上，两种层理都是在沉积物供应较充分的条件下由速度不稳定的流水沉积而成，若流速总体较高，只间或降低，形成脉状层理；相反，若流速总体较低，只间或（或阵发性）增高，则形成透镜状层理。不过，即使是在流速较高时，其流速大致也只相当于形成小型交错层理的流速。在河漫滩、三角洲前缘、潮汐带、湖滨等环境经常有这两种层理产出。

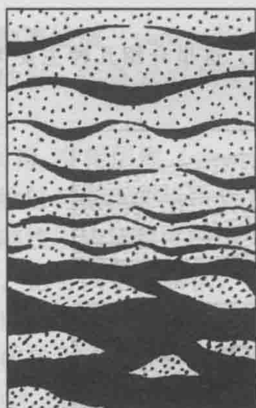


图13－6　脉状层理和透镜状层理

散点为砂，黑色为泥

（5）韵律层理（rhythmic bedding）

由成分或颜色明显不同的两种水平薄层交替叠置构成的层理称为韵律层理。层理中各薄层的厚度可以相等，也可以不等，最大层厚可达几厘米，最薄仅1mm左右，层内通常是均匀的，偶尔在较厚的层内发育有隐约的水平或微波状纹层。常见的成分交替是：砂或粉砂－泥质，碳酸盐－泥质，硅质－泥质，碳酸盐－硅质等。成分的交替大多都会同时在颜色上有所反映，但常见的颜色交替则是灰白、灰（浅色）－深灰、黑灰（深色）。无论是成分还是颜色的韵律变化必定与某种自然韵律有关，如潮汐的往复和季节的更替等，前者常造成潮汐带中砂或粉砂和泥质韵律，后者则可导致多种极薄层的韵律。如在较深海或湖泊中由微小的具钙质骨骼的颗石藻或具硅质骨骼的硅藻周期性繁盛造成的富化石层（浅色）和贫化石层（深色）韵律，在冰川湖的中心区由冰川融化、陆源碎屑释放快慢形成的以泥为主的浅色层和深色层韵律（即冰川纹泥），在海湖盆地中因季度性洪水泛滥和止歇使弥散到较深水区沉积的细粒碎屑颗粒增减韵律，等等。在岩层断面上，韵律层理与水平层理很相像，其中极薄的韵律层理与水平层理实际并无区别，在指示微弱流动水或静水条件这一点上它们也是共同的，可一并称为水平层理。

（6）粒序层理（graded bedding）

粒序层理又称递变层理，是一种重要的非纹层状层理，层理中没有任何纹层或纹理显示，只有构成颗粒的粗细在垂向上的连续递变。在原始岩层的断面上，按递变趋势，粒序层理可分为三种，自下而上，颗粒由粗到细的递变称正粒序，由细到粗的递变称反粒序，若正反粒序呈渐变性衔接称双向粒序。另外，按粗细颗粒的分布特征，粒序层理还可分为粗尾粒序和配分粒序两种。**粗尾粒序**（coarse-tail grading）是在整个递变层中，细颗粒作为粗颗粒

的基质存在，递变只由粗颗粒的大小显示，**配分粒序**（distribution grading）是在粗颗粒之间没有细颗粒基质，粗细颗粒呈递变式分开（图 13－7）。宏观上，通常的递变是砂、粉砂级颗粒或它们与泥级的递变，少数可涉及砾级或只在砾级之间递变。有些只在粉砂级和泥级之间的递变难以在宏观上觉察，只有在显微镜下才能发现，这样的递变称显微粒序。一次递变的累积厚度与递变颗粒的粒度有关，如砂、粉砂、泥级的递变一般不超过 20～30cm，最薄只有几毫米，而单由砾石显示的递变则可达 1～2m 或更厚。粒序层理有两种基本成因，最常见的是由碎屑物重力流或密度流（如泥石流、浊流、风暴流等）快速卸荷形成粗尾粒序层理，相对少见的是由水流速度逐渐改变形成配分粒序层理。

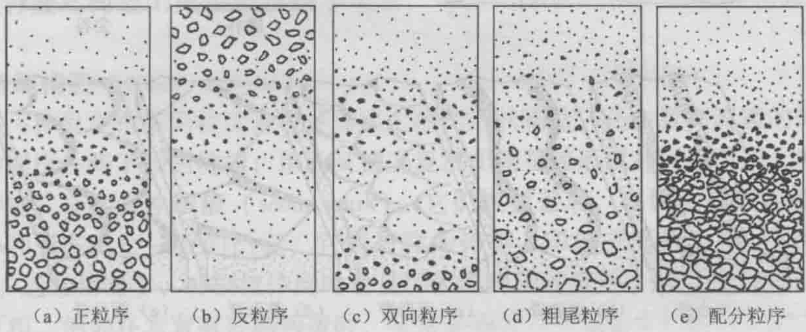


图 13－7　粒序层理的基本类型

（7）块状层理（massive bedding）

当整个岩层或岩层内的某个层状部分的成分、结构或颜色都是均一的，或虽很杂乱但却具有某种宏观的均一性，既没有纹层或纹理显示，也不是其他层理的构成部分，该岩层或层状部分就具有块状层理，或称为**均匀层理**（homogeneous bedding）（图 13－8）。块状层理可以是沉积形成的，也可以是其他层理经成岩作用改造形成的。沉积的块状层理有两种成因：一是环境条件（包括原始物质的供应、环境的物理、化学和生物特性等）长期稳定不变，沉积物是完全均匀累积起来的；二是极高密度的碎屑物重力流或密度流快速卸荷，各种成分和粒度的颗粒来不及分异都同时沉积下来。改造形成的块状层理也有两种成因：一是由钻泥生物反复掘穴、扰动使原沉积物均一化（详见生物扰动构造）；二是在重结晶、交代等化学过程中，沉积物的原始层理完全破坏而造成了宏观上的均一性。

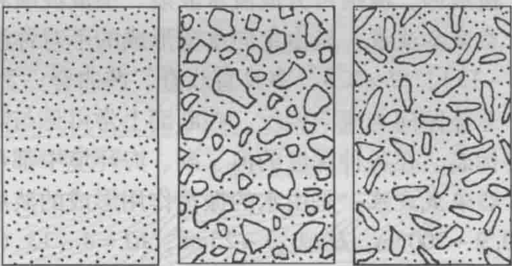


图 13－8　块状层理

有些泥质或仅含部分粉砂的岩层在宏观上为块状层理，但在显微镜下可以见到微细的纹层或粒序特征，严格说，这种层理不能称为块状层理，应称为相应的显微层理。

2. 波痕（ripple mark）构造

由水或风的机械作用在沉积平面上形成的一种规则起伏称为波痕构造，它是由相对凸起的波脊和相对下凹的波谷在岩层顶面的某个方向上相间排列构成，广泛出现在砂岩、粉砂岩、泥质岩和其他粒度相当的岩石内。描述波痕形态常使用 4 个定量要素，在垂直波脊延伸方向的断面上它们分别是：

波长（L）：指相邻两波峰间的距离。

波高（H）：指波峰到波谷的垂直距离。

波痕指数（RI）：指波长与波高之比（L/H）。

对称指数（SI）：指同波峰或波谷缓坡面与陡坡面的投影距离之比（l_1/l_2）。

此外，波痕的形态还包括波峰、波谷的形态和它们在岩层顶面的延伸形态。波峰有圆峰、尖峰和平顶峰之分，峰谷只有圆谷和尖谷两种。波脊的延伸形态很复杂，典型的有直线脊、波曲脊、舌形脊、菱形脊、新月脊等（图 13－9）。

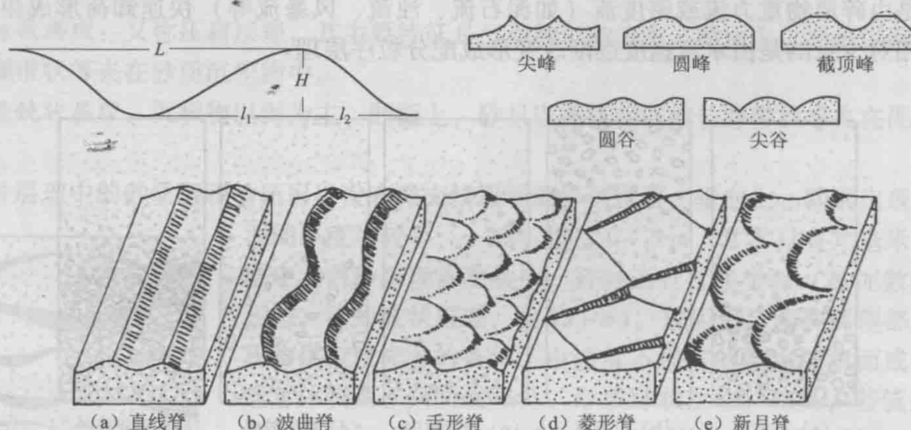


图 13－9　波痕的大小和形态

按成因，波痕可分成流水波痕、浪成波痕和风成波痕三种基本类型。

◎流水波痕：是由定向水流形成的不对称波痕，常见的 $L<60$cm，$H<6$cm，$RI>5$（多为 8～15），$SI>2.5$，多具直线脊、波曲脊、舌状脊或菱形脊。脊的缓坡面是受流水冲刷的面，总体倾向与流向相反。在断面上常可见与陡坡面平行的纹层，这是鉴别流水波痕的一个重要标志。在各种深度的河、湖、海环境中都可出现，但在泥质岩中不发育。

◎浪成波痕：是由水的振荡作用形成的波痕，常呈尖峰圆谷的对称或不对称形，常见的 $L=0.9$～200cm，$H=0.3$～25cm，$RI=4$～13（6～7 更多见），多为直线脊，但在延伸方向可以分叉或汇合。在断面上，可见类似浪成交错层的纹理。一般产在一定水深的海湖环境中。

◎风成波痕：是风在暴露的松散颗粒性（主要是砂级）沉积物表面吹袭形成的波痕，常为圆峰圆谷的不对称形，常见的 $L=2.5$～25cm，$H=0.5$～1cm，$RI=10$～70，多为直线脊，延伸稳定，有时可分叉。风成波痕与流水波痕很相似，但风成波痕极不对称，波脊或波峰处的砂粒常比波谷处的更粗，甚至出现细小砾石，这与流水波痕正好相反。

在实际产出的波痕中，还有一种复合波痕，它们是流水与流水或流水与浪成波痕的复合，例如在较大波痕的缓坡面上还叠加有同方向的较小的波痕，不同方向的直线脊或波曲脊波痕叠加在一起形成网格状波痕，或称**干涉波痕**（interference ripple mark）等。另外，水下已形成的波痕由于水体变浅，原有的尖峰可能被冲刷成圆峰，露出水面后可能被水或风削平成为平顶峰，从波峰上削下来的颗粒偶尔会就近堆积在波谷两侧使圆谷逐渐变成为尖谷，因而平顶峰或尖谷都可看成是水体由深变浅或波痕开始暴露的标志。

3. 叠瓦构造（imbricated structure）

扁平或近扁平状砾石的最大扁平面相对岩层表面呈同方向优势倾斜的现象称叠瓦构造（图 13－10），这个优势倾斜的角度称叠瓦角。当岩层发育交错层理时，其中砾石的最大扁平面顺纹层的优势倾斜不属于叠瓦构造的范畴。叠瓦构造主要有两种成因：

一是砾石受水流的推动或波浪的击打，其最大扁平面就与水流方向或波浪击打方向反向倾斜。由河水推动形成的叠瓦角相对较大，最大可达15°~30°，在滨海由波浪击打形成的叠瓦角相对较小，大多在15°以下(通常为7°~8°)。

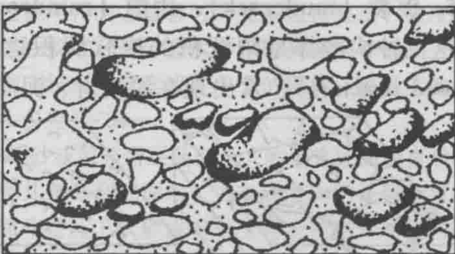


图13-10　叠瓦构造

二是在高密度碎屑物重力流沉积物中形成的叠瓦构造，其叠瓦角变化很大，可从接近0°到接近90°，最大扁平面的倾斜方向则大致与流向垂直，叠瓦砾石可能同时还有一定粒序性。这种叠瓦构造的成因机理尚不清楚，可能与搬运过程中的悬浮状态和流体性质等有关。

4. 冲刷构造(scour structure)

这是一种发育在不同粒度岩层分界面上的凹凸状构造，是由较高流速的流体在下伏沉积物顶面冲刷出一些下凹的坑槽，尔后又被上复沉积物覆盖形成并保存下来。冲刷成的坑槽称冲坑或冲槽，合称为**冲刷痕**（scour mark），它们被覆盖后，在覆盖层底面就会形成与冲刷痕的大小和形态完全一致的凸起，它们被称为铸模、印模或简称为**模**（cast，mold）（图13-11）。通常情况下，冲刷流体同时也是沉积覆盖层的流体，所以覆盖层往往比被冲刷层的粒度更粗，例如在发育有冲刷构造时，常常是砾质岩层覆盖在砂质岩层之上或砾质、砂质岩层覆盖在粉砂质岩层之上。当被冲刷的是含泥质较高的沉积物时，在覆盖层底部有时还含有从被冲刷层中冲刨出来的碎块（泥砾）。

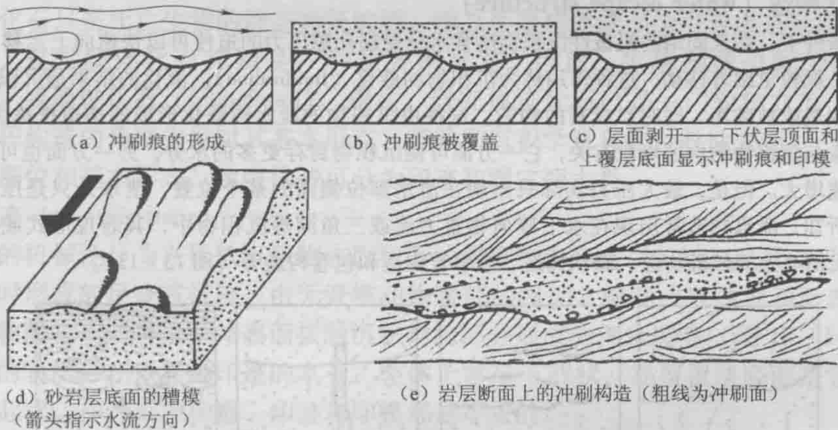


图13-11　冲刷构造的形成及产出标志

冲刷构造中一种较特殊的类型是**槽模**（flute cast），它常常出现在泥质层被冲刷后的砂质覆盖层的底面上，是由一系列平行排列的舌状凸起构成的。这些舌状凸起在同一方向上都凸起较高，向另一端降低，逐渐过渡到与底面一致。单个舌宽几毫米到几厘米，舌长几厘米到几十厘米，表面通常光滑，有时有平行长轴延伸的平直小脊。平行槽模的长轴，由凸起端到低平端的方向代表了冲刷流体的流向。

当冲刷构造的规模很大或者规模不大，但岩层面难以剥开时，冲刷构造常表现为上下岩层间的圆滑、非规则的波曲状接触界线，波曲的起伏通常不大，多为几厘米到几十厘米，超过几米的较少见，横向上，它可任意截断下伏岩层的内部构造（如层理），有时可切断一层以上的下伏岩层（图13-11）。

5. 泥裂（mudcrack）、雨痕（raindrop print）和雹痕（hail imprints）

这三种构造都是刚沉积的松软沉积物顶面暴露在大气中形成的，被统称为**暴露构造**（exposed structure），常出现在泥质岩、泥质粉砂岩或相当粒度的石灰岩中（图 13 – 12）。

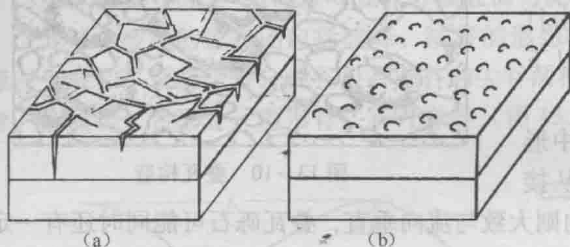


图 13 – 12　泥裂（a）和雨痕或雹痕（b）

◎泥裂：又称**干裂**（desiccation crack），是在气候干旱或太阳暴晒时，暴露沉积物因快速脱水收缩形成的一种顶面裂隙构造，裂隙宽约几毫米或 1 ~ 2mm 以上，呈折线或曲线状延伸，两个方向的裂隙相遇时常呈 T 形或 Y 形连通而将顶面分割成一系列直边或曲边多边形。在岩层断面上，裂隙一般垂直层面，内壁平整，长几毫米到几厘米，终止于本岩层内部，底部末端呈 V 字形，有时呈 U 字形，偶尔可穿过整个岩层。但不穿透下伏岩层的顶面。裂隙中多有上复沉积物充填，其中较浅表的充填物在岩层被剥开后可以仍依附在覆盖层的底面形成网状分布的脊埂状印模。

◎雨痕：是由较大，但较稀疏的雨滴在松软沉积物表面砸出来的平底状浅坑。单个浅坑大致呈圆或椭圆形，直径多为 2 ~ 5mm，深度多在 1mm 以下，最深不超过 2mm，坑缘常略高于层面。雨滴过小，过细或连续降雨时间过长都不利于雨痕的形成。

◎雹痕：与雨痕大体相似，仅坑底常为圆弧形，坑缘凸起也更高一些，不过严格区分雨痕和雹痕也没有太大实际意义。

6. 泄水构造（water escape structure）

在埋藏条件下，尚未固结的机械性沉积物所含水分受超孔隙压力的迫使可以快速向上运移（即泄水），同时牵引相关颗粒也跟着移动，这种作用称为沉积物的**液化**（fluidization）。液化的结果是沉积物原有的沉积构造受到改造或被破坏，同时形成新的构造。这种由沉积物的泄水或液化形成的构造统称为泄水构造。超孔隙压力常与沉积物的快速堆积有关，它一方面可使沉积物封存更多的水分，另一方面也可使沉积物的负荷压力快速增大。但是，最大压力实际只出现在泄水部位侧面的某个位置，泄水处只是压力的释放部位。就目前所知，泄水构造常出现在水下碎屑物重力流或三角洲等沉积物中，其表现形式或类型比较复杂，较为常见的有上飘纹理构造、碟状构造、泄水管构造和包卷构造等（图 13 – 13）。

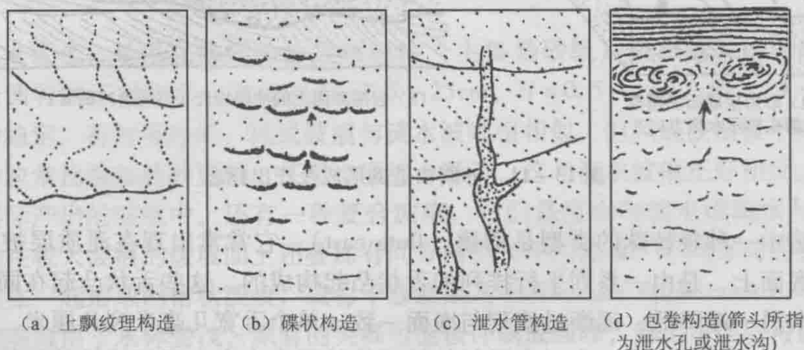


图 13 – 13　泄水构造的常见类型

◎**上飘纹理构造**（up-drift lamination structure）：常出现在含部分泥质的砂岩中，多在原交错层理的基础上经泄水的牵引作用改造形成，其特点是纹理大致呈垂直层面的飘忽状、有时清晰，有时仅隐约可见，反映了泄水流动较慢，液化程度较低或流动时粘度较高的特点。

◎**碟状构造**（dish structure）：是由一系列大致平行层面的孤立浅碟状纹层显示的构造，形成于泄水速

度相对较高的情况下，多出现在砂岩或粉砂岩中。泄水通过粒间孔向上运移时可使颗粒按粒度、密度或形态在大致垂直层面的方向上分异而产生大致平行层面的成岩性纹层，部分泄水可以较高速度冲破和分割这种纹层，冲破处两边的纹层也随之上翘成为泄水孔或泄水沟，纹层也就变成了单个的碟状。碟状体的直径取决于许多因素，如沉积物的粒度构成和泄水速率等，但大多为 1～30cm。

◎泄水管构造（water escape tube structure）：是指砂、粉砂或泥质岩层断面上大致垂直层面的直或稍弯的管状体，其边缘清晰，偶有分叉，长 1cm 到几十厘米，粗几毫米到几厘米，可在岩层内的任何位置出现并切过早先的纹理。管内充填物的粒度通常比围岩稍细，除非是从下伏砂或粉砂质岩层顶部开始伸入到上覆的泥质岩层内才会比围岩稍粗，这时的泄水管也称砂岩岩脉或砂岩岩墙。泄水管是集中泄水的管道，泄水时其内流速相对最高，管内充填物就是由泄水带进的。

◎包卷构造（convoluted structure）：也称包卷层理，易出现在被泥质岩覆盖的粉砂或细砂岩层的上部，其中的纹层呈复杂的回肠状或卷心菜状。断面上，单个包卷单位大致呈椭圆形，长轴多平行层面，长几厘米到几十厘米不等，常常有多个包卷体横列在大致相同的层位上。当自下而上的泄水受到上覆不透水层的阻挡时，泄水将向旁侧回旋，引起有关沉积物强烈液化并随回旋泄水分异形成包卷状成岩纹层。两个包卷单位之间或孤立包卷单位的一侧可能有隐约的泄水通道显示，在包卷体上方甚至还可出现由泄水水平流动形成的纹理。

（二）生物成因的构造

1. 生痕构造（lebensspuren structure）

广义的生痕构造泛指一切生物在松软沉积物表面或内部留下的生命体或生命活动的遗迹或痕迹，如果将生物限定在动物范围，生物活动主要指生物体的机械运动或排泄，而且运动痕迹或排泄物聚集成的形态也比较规则，这样的遗迹或痕迹就是狭义的生痕构造。通常所指的生痕构造都是狭义的。

生痕构造比较规则的形态与生物的形体、生活习性和属种都有密切关系。如果说由生物硬体形成的化石只是死亡生物的静态特征的话，那么生痕构造就多少可看成是活体生物动态行为的记录，这对硬体化石无疑是一种重要的补充，因此，生痕构造也称为**痕迹化石**（trace fossil）或**遗迹化石**（ichnofossil）。现在，研究痕迹化石已是一门较独立的分支学科，这里只从沉积构造的角度出发对其基本形态、产状和沉积学意义作一般性介绍。

按产出部位和基本形态，生痕构造可分为印迹和潜穴两大类。

（1）印迹（printing trace）

由动物的机械性行为在松软沉积物表面留下的痕迹称为印迹，包括双足或四足脊椎动物站立或行走时形成的足迹或行迹，由无脊椎动物腹部的拖动、蠕动或肢体划动形成的爬迹，由无脊椎动物静止不动时由身体表面接触沉积物的部分形成的停息迹等（图 13－14）。印迹均产在岩层的表面，在顶面是印迹的本身，整体上常呈下凹状，在覆盖层底面是它的印模，整体上呈凸起状。作为沉积构造，印迹和印模都是等效的。

印迹的产出环境与造迹生物有关，如足迹就可为暴露或极浅水环境的标志。停息迹和爬迹可分布在从暴露到较深水的各种环境中。就印迹形成的物理机制而言，粒度较细（如粉砂或泥）、塑性较强的沉积物对形成印迹更有利，因而印迹多是低能环境的产物，而且低能环境还可使印迹免遭破坏。另外，无脊椎的印迹生物不同于钻泥生物。它们只喜欢生活在沉积速率较低的环境，但已形成的印迹要被完整保存下来，却最好能很快掩埋，这又需要较高的沉积速率，因而从一般趋势看，印迹常与沉积速率呈间歇性或阵发性增高的环境有成因联系，例如许多爬迹和部分停息迹就常产在深水浊流沉积序列或较深水的风暴流沉积序列中。

（2）潜穴（burrow）

由生物在松软沉积物内部挖掘成的管状孔洞称潜穴或虫孔。掘穴生物的种类很多，如许多蠕虫动物、节肢动物、甲壳动物、软体动物等。它们在掘穴时可在穴壁上分泌粘液或释放

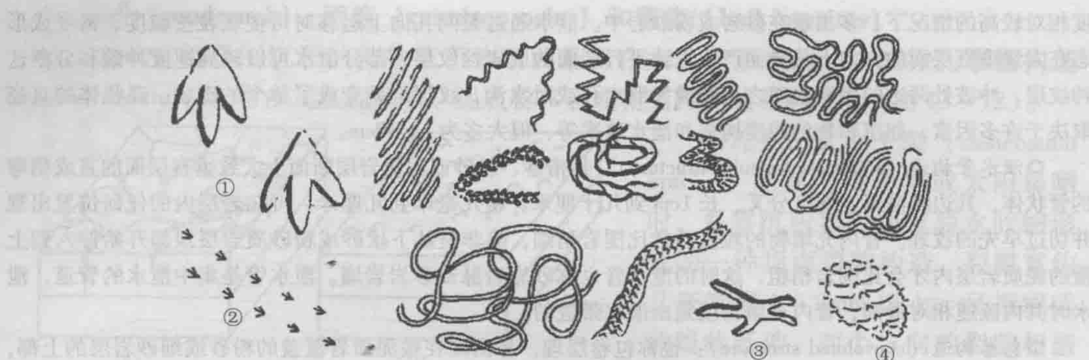


图 13－14　几种动物的印迹（大小未按比例）
①恐龙足迹；②鸟行迹；③海星迹；④三叶虫停息迹；其余为爬迹

某些化学物质促使特定矿物沉淀以增强洞穴的机械强度，这正好有利于洞穴的保存和显示。沉积岩中的潜穴通常已被充填，充填物的成分与围岩或上覆沉积物相同或相近，但颜色常常偏浅。虽然原始的潜穴总会在沉积物表面开口，但开口并非一定在岩层面上，因为在沉积过程中，潜穴可能会被生物遗弃。

潜穴横断面常呈圆或近圆形，内壁多光滑，有时有纵脊或横肋，均切穿层理延伸，粗细均匀或有一定变化。潜穴的延伸形态常是潜穴的分类依据，其中较简单的有垂直，倾斜或水平延伸的直管穴、U 形穴、Y 形穴，较复杂的有指状穴、弯曲穴，螺旋穴、多级分支穴或更复杂的潜穴系统（图 13－15）。有些形态简单的潜穴还伴生有**蹼状构造**（spreite structure），它是指位于直管穴下部与潜穴末端边界平行或位于 U 形穴、水平穴底部横管上下且与横管平行的似纹层状构造（图 13－15），这是潜穴末端或底部横管在沉积物内部垂向移动留下的痕迹。通常某种生物的掘穴深度都大体以满足生物的摄食、呼吸或排泄等的需要，当沉积作用或侵蚀作用使潜穴深度增大或减小时，生物就会本能地将潜穴底部垫高或下移，从而就形成了蹼状构造。

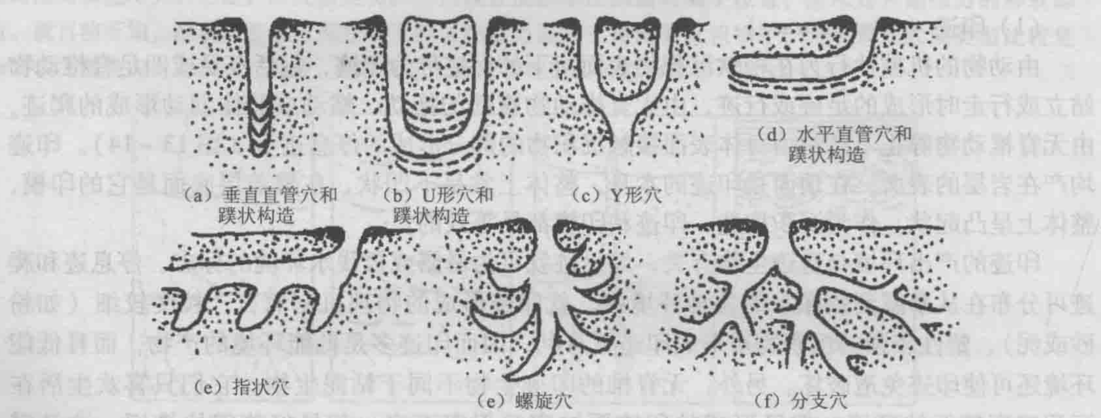


图 13－15　岩层剖面中的几种潜穴及伴生的蹼状构造（大小未按比例）

同印迹一样，潜穴也可分布在许多环境中。通常在河湖环境中的潜穴都比较简单，而海洋环境中的潜穴则变化较大。如滨海环境，条件变化剧烈，但食物却比较丰富，掘穴生物（常是滤食性生物）只需向下掘穴就可正常生活，故以简单垂直直管穴、U 形穴、Y 形穴为主；浅海环境相对稳定，食物依然丰富，常以相对浅表的简单水平穴或指状穴为主；深海、半深海环境虽然稳定，但食物较贫乏，掘穴生物（常为食泥生物）需加大搜索范围，潜穴

就趋于复杂。由于生物对潜穴有加固作用，所以潜穴赋存岩石的粒度可以较细，也可以稍粗（如砂级），而较复杂的潜穴仍以赋存在较细粒的岩石中为主。

蹼状构造具有重要的环境意义。通常，生物个体的寿命是十分短暂的，在它的有生之年，缓慢的沉积作用或侵蚀作用不会使它移动潜穴位置，因此，蹼状构造就成了快速沉积或侵蚀作用的良好标志。

2. 生物扰动构造（bioturbation structure）

由动物的机械行为（同沉积的爬行、沉积后的挖掘等）使松软沉积物原有的沉积特征，特别是原有的构造特征遭到破坏而导致的一种无定形构造称为生物扰动构造，可看成是广义生痕构造的一种。按扰动强度的不同，生物扰动构造可有不同表现，原始沉积层可从较轻微的分割变形到成为细碎斑块的大小混杂，较大斑块的表面常凸凹不平，形态各异，边缘清晰或模糊，扰动更强时，斑块逐渐消失，沉积物将完全均一化（图 13－16）。在实际露头中，若岩层的扰动还未达到均一化或只在局部位置被扰动，可称生物扰动构造，若岩层被完全扰动而全部均一化了，则称块状层理，当然，这时的块状层理为生物扰动成因。生物扰动强度与活动性底栖生物的繁盛程度有关，通常沉积速率不大的湖泊或浅海环境对其形成有利。

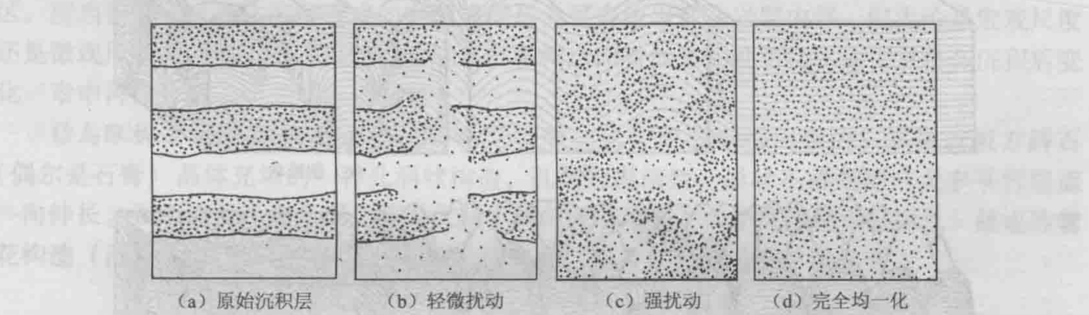


图 13－16　生物扰动强度示意图

3. 植物根痕（root trace）构造

由原地生长的植物根或根系在沉积物内部留下的，仍大体保持着原始生长形态的痕迹称植物根痕构造。根痕通常都是植物根腐烂成空腔后再被矿物充填或直接通过碳化、硅化、方解石化等形成的根的假象。它的延伸可直可弯，但总的延伸方向与层面垂直或倾斜，常有分支并有相对的主根和侧根的区别，二者近末端都有变细的趋势（图 13－17）。在不同的根痕构造中，根痕的粗细变化很大，但以毫米级更多见。由于植物根只能生长在土壤中，因而含植物根痕的岩层通常都可看成是古土壤层（常具富泥岩石的外貌），是沉积物曾经暴露的极好证据。

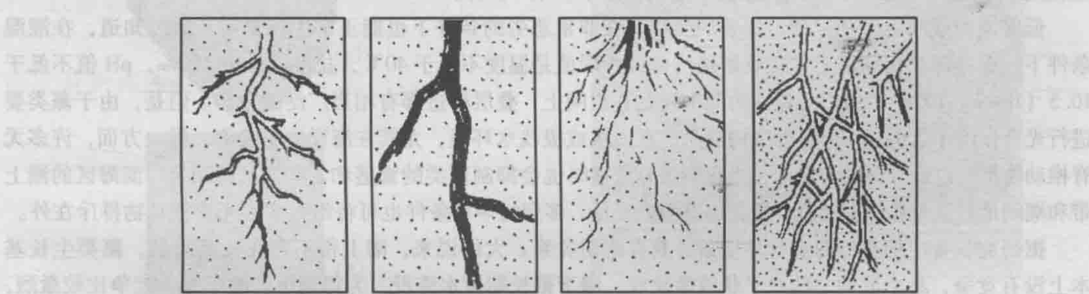


图 13－17　几种植物根痕的形态

4. 叠层构造（stromatolitic structure）

这是由单细胞或简单多细胞藻类（还有细菌）等在固定基底上周期性繁殖形成的一种

纹层状构造，其中的纹层称藻纹层，可出现在碳酸盐岩、硅质岩、铁质岩或磷质岩中。形成叠层构造的藻类个体仅几微米到几十微米，没有骨骼，在岩石中是以富含有机质的痕迹形成存在的，故被称为隐藻。当条件适宜时，藻类大量繁殖，所形成的纹层含有机质较多，称富藻层或暗层，条件不适宜时，藻类基本处于休眠状态，所形成的纹层含有机质较少或不含有机质，称贫藻层或亮层。富藻层和贫藻层交替叠置所显示的形迹即称为叠层构造。

在叠层构造中，富藻或贫藻的单一纹层厚度多不到1mm，但叠置成的宏观形态则变化很大，其基本形态大致有水平状、波状、倒锥状、柱状和分支状等（图13－18）。在与岩层垂直的断面上，倒锥状、柱状或分支状叠层单位的粗细多为1cm到几厘米，最细仅几毫米，最粗达几十厘米，高度多在1cm左右到几十厘米之间，最高可超过1m，内部的纹层均上凸，可呈不同曲率的圆弧形、尖峰形或平顶箱形，这被称为与重力方向相反的纹层。这类叠层构造在被上覆沉积物覆盖之前如果仍保存完好，则在岩层顶面可有相对低矮的圆丘或峰柱，如果已被侵蚀，则只会显示同心的菜花状图案（图13－18）。

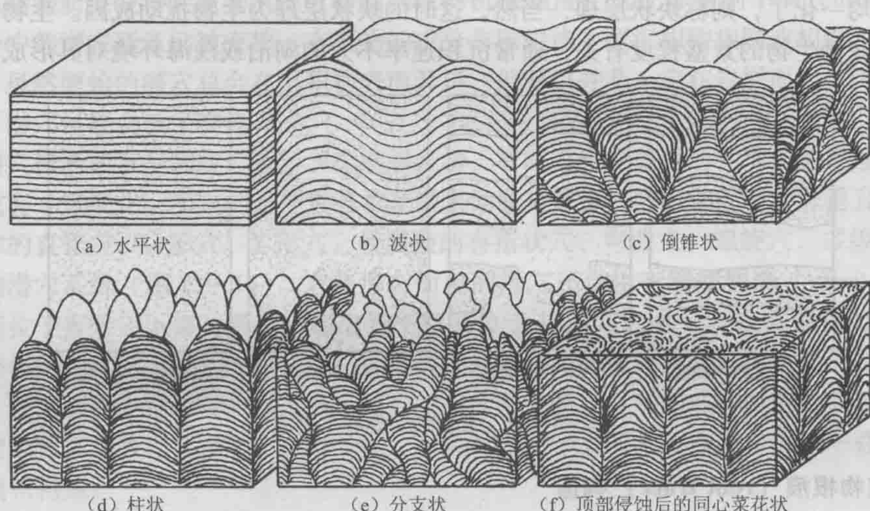


图13－18　叠层构造的基本形态

一般的叠层构造与其他构造不易相混，只有碳酸盐岩中的水平状或波状叠层构造与水平或波状层理相像，但在碳酸盐岩中，这两种层理通常都不很清晰，特别是在打开的新鲜断面上往往没有显示，而叠层构造则比较清楚，在新鲜断面上往往也有显示，更确切的鉴别最好通过显微观察，这一点将在生物沉积作用中再作介绍。

低等藻类或细菌都是生命力极强的生物，在非常恶劣的条件下也能正常生长繁殖。已经知道，在潮湿条件下，有些现代蓝绿藻正常生长繁殖的条件极限值是温度不低于40℃，盐度不低于250‰，pH值不低于10.5（Brock，1976），所以无论在时间上还是在空间上，叠层构造都有相当广泛的分布。但是，由于藻类要进行光合作用才能生存，所以叠层构造只产在浅水或极浅水环境，尤其在海洋中更普遍。另一方面，许多无脊椎动物都是以低等藻类为食的，当它们过分繁盛时也会抑制藻类的繁盛和累积，就此而言，滨海区的潮上带和潮间带对发育叠层构造最合适，那里阳光充足，多变的环境条件也可将绝大多数无脊椎动物排斥在外。

据研究，叠层构造的形态与环境条件具有密切关系。大体说来，潮上带不存在光照问题，藻类生长基本上没有竞争，易形成均匀的水平状或微波状；潮下带长期被水淹没，为得到更多的阳光，竞争比较激烈，只有具有竞争优势的部位藻体才会更快地生长繁殖而突出出来，因而易形成较高的柱状或分支状；潮间带间歇性被水淹没，形态就在这二者之间，以波状、倒锥状、低矮柱状等为主。另外，倒锥状、柱状、分支状叠层构造的纹层的上凸形态还与环境的水动力有关，通常在弱水动力条件下，易呈向上的圆弧形或成尖峰形，而在较强水动力条件下易呈平顶箱形或顺冲刷方向倾斜的圆弧形或尖峰形，锥、柱、分支的整体形

态也就趋向于向一个方向倾斜。

关于繁盛周期，目前尚无一致的看法或观察结果，大致有潮汐周期、昼夜周期和季节周期的不同，这或许与藻类的属种差异有关。

（三）化学成因的构造

1. 晶痕（crystal print）和假晶（pseudocrystal）

在化学沉积作用中结晶出来的矿物晶体被泥级、粉砂级沉积物掩埋后，因沉积物失水收缩可稍稍突出在岩层顶面，突出部分同时也会嵌入到覆盖层的底面，当矿物晶体被选择性溶解后就会在两岩层接触面上留下与晶体大小和形态完全一致的空洞，该空洞就称为晶痕。晶痕被充填或原晶体直接被别的矿物交代就成了假晶。若将岩层面剥开，假晶通常位于下伏岩层的顶面，在上覆岩层底面只有晶痕。自然界中实际形成晶痕或假晶的矿物主要是呈立方体的石盐，偶尔是呈板状、柱状或针状的石膏，它们的共同特征是形态比较规则（全自形），个体也比较大（多大于1mm）（图13－19）。石盐或石膏都是超高盐度条件下的结晶产物，因而它们的假晶均可代表干旱炎热气候条件下的浅水环境，典型的出现在内陆盐湖或滨海地区。应当指出，由晶体溶解造成的空洞或假晶会更多地出现在岩层内部，但无论是宏观尺度还是微观尺度，习惯上都不将它们看成是沉积构造而看成是一种结构，这一点将在沉积后变化一章中再作介绍。

◎鸟眼构造（birdseye structure）：这是碳酸盐岩层内部成群出现的，常被较粗方解石（偶尔是石膏）晶体充填的一种孔洞状构造，孔洞边缘清楚，形状不很规则，大多平行层面一向伸长，大小通常几毫米到几厘米之间，均匀或不均匀。由于充填物常呈白色，故也称**雪花构造**（图13－20）。有些鸟眼构造是显微级的，只有在显微镜下才能见到。

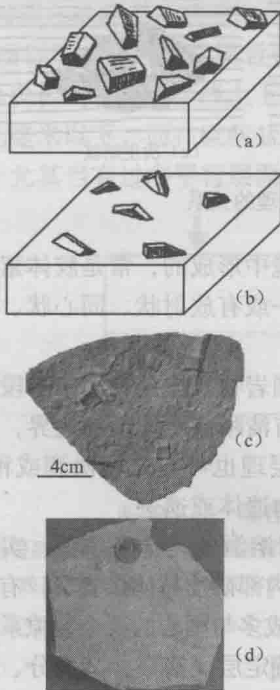


图13－19　产在泥质岩层顶面的石盐假晶（a，c，d）和白云岩顶面的石膏假晶（b）

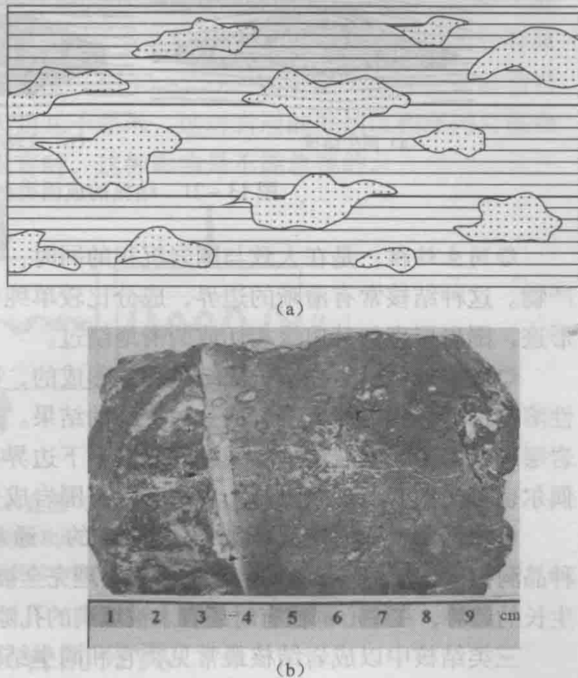


图13－20　鸟眼构造示意图（a）和泥晶灰岩中的鸟眼构造（b）

鸟眼构造中的孔洞大致平行层面伸长暗示在孔洞生成的同时或稍后可能曾在垂向压力下有过一定塑性变形。据此推测，这些孔洞应该形成在沉积物固结之前，但对其具体生成机理却还未取得共识。已有的成因解释包括沉积物干缩、有机质（尤其是藻类）腐烂、胀气和可溶性盐类矿物（如石膏）被选择性溶解或交代等；或许它本来就有多种成因。

鸟眼构造的赋存岩石主要是极细晶、泥晶级石灰岩或白云岩且多与低等藻类的沉积作用有关，有些就与水平或波状叠层构造共生。虽然它们出现在沉积物被埋藏之后，但现在较普遍的看法是它们主要产在潮上带，其次是潮间带，而潮下带则比较罕见。

2. 结核（concretion，nodule）

在成分、颜色和结构构造等方面与围岩有显著区别的非层状单位的自生矿物集合体称为结核，也可看成是附生或寄生在围岩中、具有自己独立性状的另一种零星的岩石实体。常见于陆源碎屑岩、碳酸盐岩或古土壤层内部或层间界面上。

结核外部形态变化极大，但多呈较规则到极不规则的瘤状，也可呈透镜状、饼状、姜状等。它与围岩的界线可以截然，也可模糊，大小从几毫米、几厘米到几十厘米多见，最大可达几米。按自生矿物成分，结核可分为钙质、硅质、铁质、锰质和磷质等。有些结核的成分单纯，有些则混有围岩的成分。结核内部可以是均一的，也可以有某种非均一的构造形迹，如方格状、放射状、同心状、菜花状、网格状等，有时还隐约有与围岩层理连续过渡的层理痕迹，某些钙质、硅质结核内部还有生物遗体或遗迹。通常，钙质结核主要产在砂岩、粉砂岩和泥质岩（包括古土壤层）中，硅质结核主要产在碳酸盐岩中，其他成分的结核则可产在上述各种岩石中。

所有结核都是化学或生物化学成因的。按它与围岩形成和演化的关系，结核可进一步分为同生结核、成岩结核和次生（或后生）结核三种成因类型（图 13－21）。



图 13－21　结核的成因类型及与围岩层理的关系

◎同生结核：是在大致与围岩沉积的同时，在沉积环境中形成的，常是胶体絮凝作用的产物。这种结核常有清晰的边界，成分比较单纯，内部均一或有放射状、同心状、菜花状等形迹，围岩层理与其边缘相切或圆滑地绕过。

◎成岩结核：是在围岩固结过程中形成的，可看成是围岩物质成分在固结阶段通过选择性溶解、运移再沉淀或围岩成分被交代的结果。这种结核有清晰或不清晰的边界，多切断围岩层理或保留有围岩层理的残余，但在上下边界处，围岩层理也可与之相协调或稍有变形，偶尔也可受围岩层理的限制，内部常含有围岩成分或含生物遗体或遗迹。

◎次生结核：是在围岩固结之后形成的，通常只是围岩溶洞的化学充填物，实际就是一种晶洞构造。这种结核边界清晰，围岩层理完全被它切断，内部矿物晶体多自形，有时有向心生长的趋势，在中心部位有时还有未被填满的孔隙。它的形成多与围岩的某个裂隙系统有关。

三类结核中以成岩结核最常见，它和同生结核都可在特定层位富集，其成分、颜色、大小和密集程度常是岩层对比的一个重要依据。

3. 缝合线（stylolite）

这是在垂直或大体垂直于层面的断面上表现出来的一种波曲形的线状细缝，它实际是发育在三维空间中的某个呈复杂曲面状展布的狭窄缝隙与岩层断面的交线。常见于碳酸盐岩

中，也见于砂岩、硅质岩或蒸发岩中。

缝合线的粗细通常为 1 ~2mm，局部可加宽至几毫米，太细的缝合线在显微镜下才可观察到，称显微缝合线。在缝合线的细缝中常常会聚集一些难溶物质，如粘土矿物、有机质、铁质等，在风化面上，这些物质可以被水和风带走使缝合线看起来就像一条真正中空的细缝。缝合线的波曲形态变化很大（图 13 -22），但同一缝合线总有一个总体延伸方向，该方向大多与层面平行，也可以与层面斜交或垂直。同一岩层中的缝合线可以只有一条，也可以有多条。有时，由两种成分或结构明显不同的岩石构成的岩层就是以缝合线分界的，在这里，原始的岩层界面显然已不复存在了。

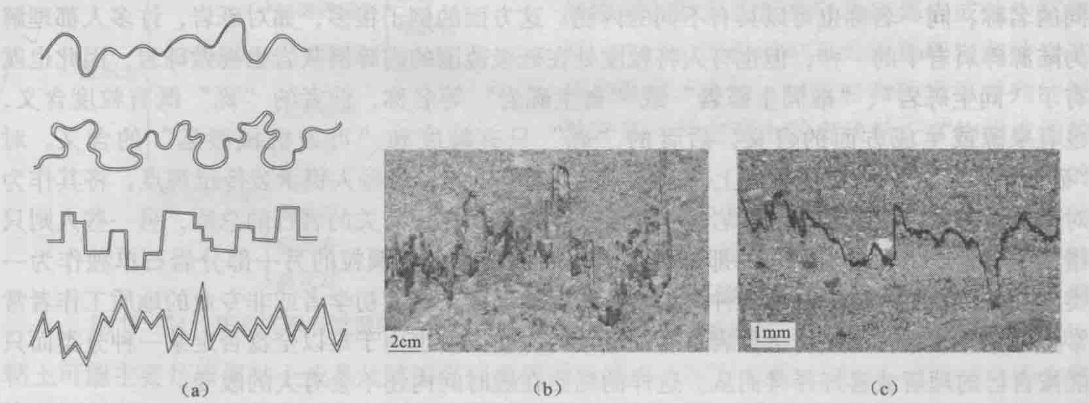


图 13 -22　缝合线构造（b，c 据 Peter & Dana，2003）

（a）缝合线的几种典型形态；（b）鲕粒灰岩中的缝合线构造；（c）泥晶灰岩中的缝合线构造（正交偏光）

现在对缝合线的形成还缺少深入了解，但普遍认为是岩石在固结以后的压溶产物（图 13 -23），所以缝合线总是伴随岩石体积或岩层厚度减小而形成的。单一缝合线两侧岩石减小的厚度至少相当于该缝合线上下起伏的最大幅度（图 13 -23），这个幅度在砂岩、硅质岩中通常在几毫米以下，而在碳酸盐岩中则可大到几十厘米，这对岩层的原始沉积序列可能会造成影响，尤其当有过多平行层面的缝合线发育时，这种影响是不能忽视的。

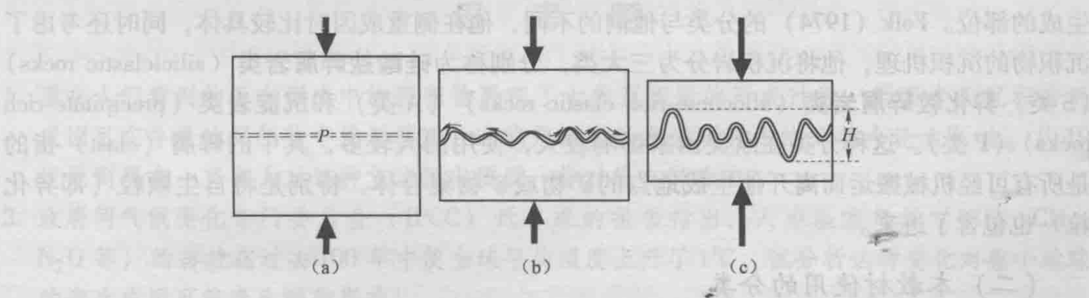


图 13 -23　缝合线形成过程示意图（纵向箭头示压力方向）

（a）原始岩层在压力下出现初始压溶面 P；（b）溶解物质和部分难溶物质顺压溶面向旁侧流失，部分难溶物质残留在压溶面上；（c）压溶终止时，岩石厚度减小量至少相当于缝合线起伏的最大幅度 H

四、沉积岩的分类

（一）沉积岩的分类现状

目前，虽然人们对各种沉积岩的成分、结构、构造和成因等方面的差异和联系已有相当

深入的了解，但直到现在也没有找到一个能为大家普遍接受的分类方案，其中的根本原因是，分类既产生于人们对自然的认识，反过来也是人们认识自然的纲领，只有深刻揭示了成因联系的分类才是最科学的分类，而沉积岩的成因涉及面是如此之广，以至于人们可以侧重沉积岩原始物质的来源、原始物质的种类、沉积物的沉积机理、沉积后的变化等诸多方面，即使侧重于同一方面，也会因表述或概念使用上的不同而出现分歧。对已经提出的分类，不同人可以持有不同程度的批判或赞同态度，还可从中重新拟出自己的分类系统来。随着研究的深入，有些分类已被逐渐淘汰，但其中某种较为合理的分类思想或已为人们长期使用的习惯术语却可被沿用下来，同时新方案中又会出现一些新的术语，结果是同一岩石可以具有不同的名称，同一名称也可以具有不同的内涵。这方面的例子很多，如对砾岩，许多人都理解为陆源碎屑岩中的一种，但也有人将粒度处在砾级范围的内碎屑灰岩也视做砾岩，因此也就有了"同生砾岩"、"准同生砾岩"或"自生砾岩"等名称，前者的"砾"既有粒度含义，也有来源或生成方面的含义，后者的"砾"只有粒度和"可被机械搬运"的含义。对"砂"或"泥"也有类似理解上的差异。又如对化学岩，有些人仍承袭传统观点，将其作为对所有石灰岩、白云岩、硅质岩等与化学或生物沉积作用有关的岩石的总称，另一些人则只指其中不含或少含自生颗粒的那部分岩石，而把富含自生颗粒的另一部分岩石单独作为一类。凡此种种就造成了目前多种分类系统并存的局面，这使初学者或非专业的地质工作者常常感到无头无绪，即使对沉积岩有相当造诣的专业人员也由于难以全盘否定某一种分类而只能按自己的理解或喜好择善而从。这样的局面在短时间内还不会有大的改变。

在诸多分类方案中，有些分类思想可大体反映当代对沉积岩成因的认识水平，例如 Pettijohn（1975）就将沉积岩或沉积物分成两大类，分别称为**外源的**（exogenetic）和**内源的**（endogenetic），也可翻译成**外生的**和**内生的**。这种划分侧重沉积岩或沉积物构成物质的成因。所谓外源或外生是指构成物质起源或生成于沉积盆地以外，而内源或内生是指构成物质起源或生成于沉积盆地以内。我国有些方案就接受或部分接受了这样的思想。Selley（1976）也将沉积物或沉积岩分为两大类，分别称为**异地的**（allochthonous）和**原地的**（autochthonous），他侧重的是沉积岩构成物质的形成或产生部位，所谓异地是指构成物质被发现的部位并不是其形成或生成的部位，而原地则是指构成物质被发现的部位也是其形成或生成的部位。Folk（1974）的分类与他们的不同，他在侧重成因时比较具体，同时还考虑了沉积物的沉积机理，他将沉积岩分为三大类，分别称为**硅酸盐碎屑岩类**（siliciclastic rocks）（S 类）**异化粒碎屑岩类**（allochem-rich clastic rocks）（A 类）和**沉淀岩类**（precipitate-rich rocks）（P 类）。这种分类在欧美国家影响较大，使用的人较多，其中的**碎屑**（clast）指的是所有可经机械搬运而离开他生成地点的矿物或矿物集合体，特别是将自生颗粒（即异化粒）也包含了进来。

（二）本教材使用的分类

按当代较为流行的分类思想，本教材拟定了图 13－24 所示的分类方案。下面作几点说明。

（1）方案中的**他生沉积岩**（allogenic rocks）是指主要由他生矿物构成的沉积岩，**自生沉积岩**（authigenic rocks）是指主要由自生矿物构成的沉积岩，它们分别与上述外源岩、内源岩或异地岩、原地岩相似，之所以要改称为"他生"和"自生"是因为这样可避免由于对"盆外"、"盆内"或"异地"、"原地"等理解的不同而出现不必要的争议。这里未使用 Folk（1974）的分类是因为在某些情况下也可形成主要由碳酸盐（方解石和白云石）碎屑构成的陆源碎屑岩（如石灰岩砾岩和石灰岩岩屑砂岩等），而在 Folk 的分类中却没有这类岩

石的合适位置。另外，将自生颗粒的含量作为划分岩石大类的依据将会把像碳酸盐岩和硅质岩等本属一个大类的岩石都一分为二，而许多赞成 Folk 的分类的人实际仍在使用像“碳酸盐岩”这样的名称。我们认为，自生颗粒的不同含量主要是同一大类岩石的结构变化，虽然结构也是成因的反映，但将其作为划分次级岩石的依据可能更合理。

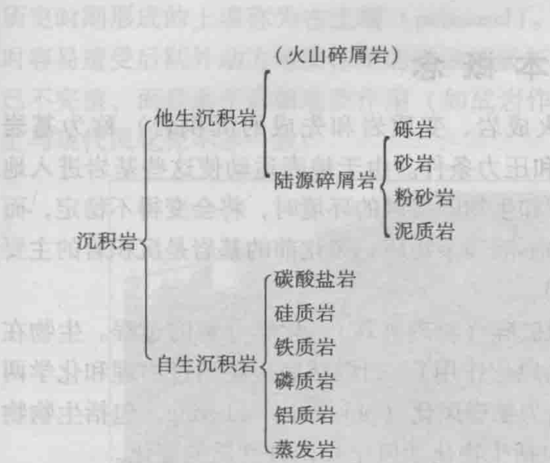


图 13－24　基本沉积岩类型的划分

(2) 方案中的陆源碎屑岩可简称为碎屑岩，它与碳酸盐岩、硅质岩等具有相同的分类级别，图 13－24 中之所以还列出了它的次级岩类（即砾岩和砂岩等）是因为本教材中的砾岩和砂岩等都是陆源碎屑岩或他生沉积岩，在自生沉积岩中不再使用砾岩和砂岩这样的名称。另外，与砾岩和砂岩等并列的泥质岩是一种主要由游离状粘土矿物构成的较特殊的岩类，这些粘土矿物可以是他生的（母岩是更古老的泥质岩或含有粘土矿物的其他岩石），即碎屑粘土，也可以是自生的（风化时的不溶残余或从溶液中沉淀的），即自生粘土。现在认为，绝大多数泥质岩中的粘土可能主要是碎屑粘土或是从陆源区经机械搬运后再沉积下来的，所以在已有的分类方案中，泥质岩多被作为粒度最细的末端被放到了陆源碎屑岩中，这里也沿袭了这种观点。但是，也有一部分泥质岩主要是由自生粘土构成的，只是在自生沉积岩中未被列出罢了。

(3) 本方案认为火山碎屑岩主要构成矿物直接来自岩浆冷凝，与火成岩的关系更密切，故已将其归入到了火成岩范围，但火山碎屑岩中的火山碎屑又有在大气中沉降、搬运、堆积尔后再固结的经历，有些固结机理与陆源碎屑岩完全一样，所以火山碎屑岩也有沉积岩的某些性质，将其视为沉积岩也有合理的一面，所以在本方案中就以括号的形式与陆源碎屑岩并列了。

思考题

1. 现在人们看到的正在形成中的沉积物再现了古代沉积岩的形成过程，因而古代沉积岩的成因可在今天的沉积物中找到答案，这就是沉积岩成因研究中的“将今论古”法。从 19 世纪到现在一直有人对这种方法提出质疑，你对此有何看法？
2. 政府间气候变化专门委员会（IPCC）近年来的报告指出，人为温室气体（CO_2、CH_4、N_2O 等）的排放在过去 100 年中使全球平均温度上升了 1℃，试分析这种变化对整个地球的表生作用可能产生哪些影响。
3. 在大陆地区，沉积岩的平均厚度为 1800m，而已发现最古老的沉积岩约为 38 亿年。为什么在这么长的时间内只形成这么一点沉积岩？
4. 影响沉积岩化学成分的主要因素有哪些？沉积岩化学成分与矿物成分之间有着怎样的对应关系？
5. 哪些沉积构造可以用来恢复古水流的方向？如何恢复？
6. 对于现代砂质海岸，生物成因的沉积构造随着水深的变化会有怎样的分布特征？为什么？这一特征对恢复沉积岩的形成环境有何意义？

第十四章 风化作用

一、基本概念

组成地壳的固结而坚硬的岩石（包括火成岩、变质岩和先成的沉积岩）称为**基岩**（bedrock），它们形成于地面以下较高的温度和压力条件。由于地壳运动使这些基岩进入地表环境，即处于常温、常压并与大气圈、水圈和生物圈接触的环境时，将会变得不稳定，而遭受风化作用，转变成碎屑物质、溶解物质和不溶残余物质。风化前的基岩是沉积岩的主要物质来源，可称为沉积岩的**母岩**（parent rock）。

风化作用是地壳表层岩石在原地发生机械破碎（物理破坏）、化学分解的过程。生物在生命活动中引起岩石的分解和破坏作用（生物风化作用），归根结底也是通过物理和化学两个方面作用而实现的。因此，母岩风化可归结为**物理风化**（physical weathering，包括生物物理风化）和**化学风化**（chemical weathering，包括生物化学风化）两种性质的变化。

物理风化是地表岩石主要受温度变化等因素影响，在原地发生机械破碎形成大大小小碎屑（即陆源碎屑），而无明显化学成分变化的过程。破碎愈强烈，所形成的碎屑愈细小。碎屑若仍留在原地，常常不规则并带有尖锐的棱角。显然，碎屑原本就是母岩的一部分。视母岩粒度和破碎程度不同，碎屑可能保留了母岩的矿物成分、结构构造等全部基本特征（岩屑，如花岗岩岩屑、硅质岩岩屑等），或只是母岩中某一矿物晶体的一部分（矿物碎屑，如碎屑石英、碎屑长石等）。这些碎屑就像“基因”一样由母岩“遗传”给相关的沉积物或沉积岩，是推测母岩性质的重要依据。

化学风化是地表岩石在大气、水、生物作用下发生化学反应，而使其成分和结构发生改变，形成易溶于水的**溶解物质**（dissolved substances，如可溶性硅酸、重碳酸盐等）和难溶于水的**不溶残余**（insoluble residue，如高岭石、伊利石、高铁氧化物等）的过程。它不仅直接作用于先成岩石，也作用于已形成的碎屑和不溶残余。所有在化学风化中新生成的不溶残余矿物总称为风化矿物，它们是在表生条件下稳定的矿物。与物理风化不同，化学风化使母岩发生本质的改变。

二、风化壳

自地面向下一定深度内基岩受到明显风化的地带称为**风化带**（weathering zone）或**风化壳**（weathering crust）。显然，越接近地表，岩石风化程度越高。湿热地区风化壳发育完整，剖面自上而下可分为**土壤层**（soil）、**残积层**（eluvium）和**半风化层**（semi-weathering zone）等互相过渡的层（图 14－1），风化壳的底即为未风化的基岩或母岩。

半风化层或半风化基岩，是轻度化学风化产物，尽管有少量易溶组分流失和新矿物生成，岩石结构也已部分疏松，但其外貌与母岩差异不大，新生矿物多保留原矿物外形（假象），原岩结构保留，母岩成分可判断；残积层是由物理风化产生的碎屑和化学风化产生的残余矿物和新生矿物在原地堆积而成，是强烈物理风化和化学风化产物。母岩结构消失，母岩矿物成分中仅有石英等稳定矿物以碎屑形式得以保留；土壤层是残积物上部的细碎屑和粘土等被生物改造而成，含较多腐殖质。腐殖质是一种复杂的高分子化合物，通常呈黑色或棕色，性质为胶体状。相对于土壤无机组分中的粘粒，腐殖质具有更强的吸持水分和养分离子

的能力，因此，少量的腐殖质就能显著提高土壤的肥力。

干冷地区的基岩只受到物理风化而形成碎屑物构成的“碎屑型风化壳”，母岩的矿物成分未发生变化。表 14－1 列出了现代大陆主要风化壳类型，充分反映了气候条件对风化壳类型的控制作用。地质历史时期形成的风化壳称为**古风化壳**（palaeocrust of weathering），地质历史时期形成的土壤称为**古土壤**（palaeosol）。由于它们结构疏松，厚度不大，在环境变化时容易遭受后期外动力地质作用的剥蚀而破坏。现在发现的古风化壳（包括古土壤）多数已不完整，而且由于后期地质作用（如成岩作用、变质作用等）的改造，在成分上和结构上与现代风化壳不尽一致。

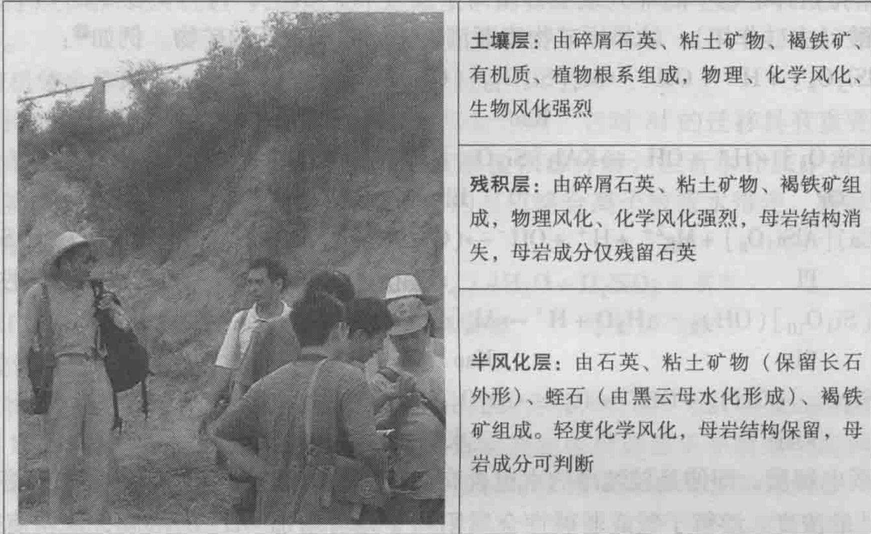


图 14－1　北戴河秦皇岛花岗岩风化壳剖面

表 14－1　现代大陆主要风化壳类型

风化壳类型	形成条件	标型矿物	风化程度的标志
碎屑型	寒带、高山寒冻地区	原生矿物	物理风化，形成碎屑物
硅铝－氯化物－硫酸盐型	中纬、低纬度干旱地区滨海地带	石盐、硝石、苏打、硬石膏	物理风化和初步化学风化，钠、钙、镁的氯化物和硫酸盐大量残留
硅铝－碳酸盐型	温带半干旱地区	碳酸盐、粘土矿物、硬锰矿等	化学风化较强，粘土矿物为主，锰、铜、锌、硼和碳酸盐部分残留
硅铝－粘土型	亚热带、温带湿润地区	粘土矿物以蒙脱石为主，少量褐铁矿	化学风化强，铁、铝氧化物淋滤于下层，SiO_2 富集表层
硅铝－铁质－铝土型（红土型）	热带、亚热带湿热地区	铝土矿、褐铁矿、高岭石	化学风化极强，碱和碱土金属离子流失，SiO_2 大量流失，粘土矿物大部分解，铝土矿、褐铁矿富集

（据黄定华，2004）

三、风 化 反 应

化学风化导致原矿物分解，溶解物质和新生的风化矿物（不溶残余）形成而使母岩发生质的变化，这些变化是通过表生条件下，在 H_2O、CO_2、O_2 或生物的参与下的复杂化学反应即**风化反应**（weathering reaction）实现的。显然，了解风化反应可以理解岩石在风化过

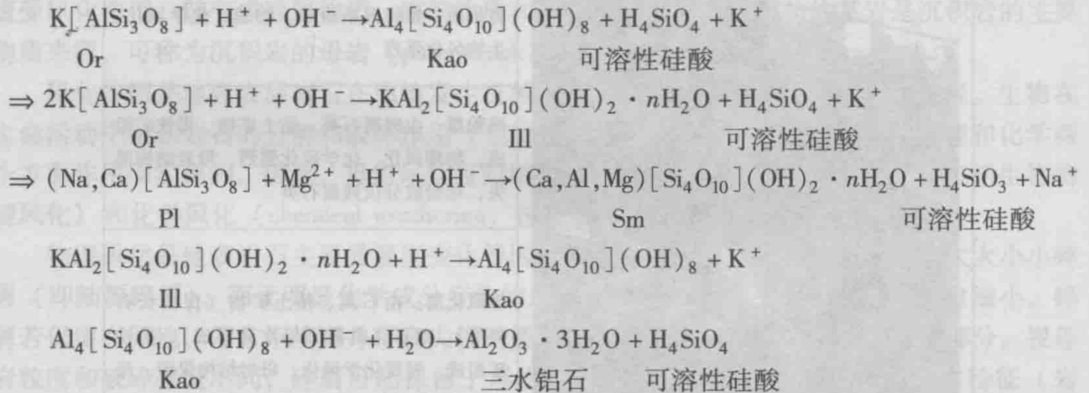
程中的成分变化过程。根据参与反应的非母岩物质种类，风化反应可划分为以下几种主要类型。

1. 溶解（solution）

风化过程中的溶解反应在地表环境下广泛存在。水作为溶剂溶解母岩中石盐、钾盐、石膏等易溶成分或风化反应生成的可溶物质（可溶性硅酸、重碳酸盐等）形成水溶液，被溶组分随流水带走。据计算，全世界的河流带到海里的溶解物质每年多达39亿吨。

2. 水解（hydrolysis）

水解是水直接作为反应物参与的反应，在硅酸盐矿物的风化过程中最常见。反应的本质是水中 H^+ 排挤掉矿物中的部分或全部阳离子或（和）OH^-，再与矿物中的 Si^{4+} 结合生成可溶性硅酸（去硅作用），结果原矿物逐渐消失，同时产生新的矿物。例如[1]：



$$K[AlSi_3O_8] + H^+ + OH^- \rightarrow Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + H_4SiO_4 + K^+$$

Or　　　Kao　　　可溶性硅酸

$$\Rightarrow 2K[AlSi_3O_8] + H^+ + OH^- \rightarrow KAl_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O + H_4SiO_4 + K^+$$

Or　　　Ill　　　可溶性硅酸

$$\Rightarrow (Na,Ca)[AlSi_3O_8] + Mg^{2+} + H^+ + OH^- \rightarrow (Ca,Al,Mg)[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O + H_4SiO_3 + Na^+$$

Pl　　　Sm　　　可溶性硅酸

$$KAl_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O + H^+ \rightarrow Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + K^+$$

Ill　　　Kao

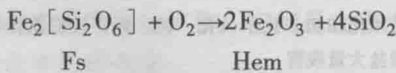
$$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + OH^- + H_2O \rightarrow Al_2O_3 \cdot 3H_2O + H_4SiO_4$$

Kao　　　三水铝石　　　可溶性硅酸

水是弱电解质，即使是较纯净的水也含有一定数量的 H^+ 和 OH^-。地表水因溶解了 CO_2 可增加 H^+ 的浓度，溶解了碱或弱碱性金属阳离子则可增加 OH^- 的浓度，这就使得水解反应几乎总可发生。反应的去金属阳离子和去硅作用的程度与被风化矿物和水的 pH 值有关。上面的反应式可大体说明，pH 值降低有利于去金属阳离子，pH 值升高有利于去硅。

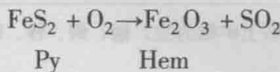
3. 氧化（oxidation）

氧化是溶于水的游离氧直接作为反应物参与的反应。游离氧使矿物中的低价 Fe、Mn、S 等离子氧化成高价导致矿物晶体瓦解，同时形成难溶的高价铁锰氧化物，如：



$$Fe_2[Si_2O_6] + O_2 \rightarrow 2Fe_2O_3 + 4SiO_2$$

Fs　　　Hem

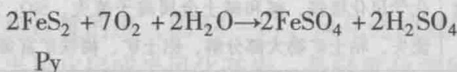


$$FeS_2 + O_2 \rightarrow Fe_2O_3 + SO_2$$

Py　　　Hem

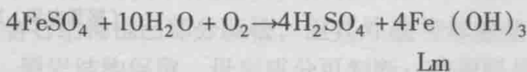
大气中氧的供应可认为是无限的，因而处在地表的含低价 Fe、Mn 阳离子或非金属低价 S 离子的矿物的氧化就不可避免。

氧化与水解常常同时进行，如黄铁矿（Py）风化为褐铁矿（Lm）的过程：



$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O \rightarrow 2FeSO_4 + 2H_2SO_4$$

Py



$$4FeSO_4 + 10H_2O + O_2 \rightarrow 4H_2SO_4 + 4Fe(OH)_3$$

Lm

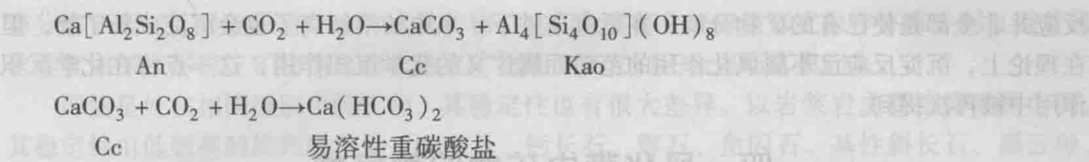
4. 碳酸盐化（carbonation）

碳酸盐化是溶于水的 CO_2 直接作为反应物参与的反应。溶于水的 CO_2 产生的碳酸根

---

[1] 有关矿物代号见附录1。

（CO_3^{2-}）和重碳酸根（HCO_3^-）与矿物中的碱或弱碱性金属阳离子结合形成碳酸盐或重碳酸盐使矿物遭到破坏，如：



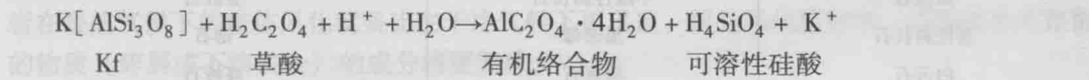
$$\underset{An}{Ca[Al_2Si_2O_8]} + CO_2 + H_2O \rightarrow \underset{Cc}{CaCO_3} + \underset{Kao}{Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8}$$

$$\underset{Cc}{CaCO_3} + CO_2 + H_2O \rightarrow \underset{\text{易溶性重碳酸盐}}{Ca(HCO_3)_2}$$

第二个反应实际是可逆的，在风化带中控制该反应进行方向的主要是 pH 值，其次是温度和压力，在相同温压条件下，pH 值降低，反应向右进行，方解石易溶解；pH 值升高，反应向左进行，方解石易沉淀。大陆地表水通常呈中偏弱酸性，所以风化带中的方解石一般都趋于溶解。

5. 有机络合作用（organic complexing）

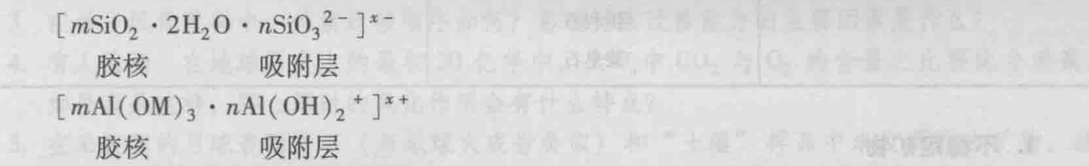
由有机配位体形成络合离子的作用称有机络合作用，它对 Al 的迁移具有重要意义。在一般风化条件下，Al 是高惰性元素，因而铝硅酸盐很难分解，但若水介质中富含有机酸、酚等酸性物质，Al 就易于被它们络合形成复杂的有机络合离子被流水带走，同时也加速了矿物的分解。如：



$$\underset{Kf}{K[AlSi_3O_8]} + \underset{\text{草酸}}{H_2C_2O_4} + H^+ + H_2O \rightarrow \underset{\text{有机络合物}}{AlC_2O_4 \cdot 4H_2O} + \underset{\text{可溶性硅酸}}{H_4SiO_4} + K^+$$

6. 胶体分散（colloidal dispersion）

固态物质在水介质中成为胶体分散开来的作用称为胶体分散。当不易被化学分解的物质细粒化到 $10^{-3} \sim 10^{-6}$mm 时，因比表面积太大造成表面电荷局部不平衡而吸附同类物质离子，同时带上电荷就成了胶体离子或称胶粒。胶粒由胶核和外部的吸附层构成。按所带电荷，胶体有正胶体和负胶体之分。如细粒化 SiO_2 和 Al_2O_3 形成的负胶体和正胶体分别为：



$$[\underset{\text{胶核}}{mSiO_2 \cdot 2H_2O} \cdot \underset{\text{吸附层}}{nSiO_3^{2-}}]^{x-}$$

$$[\underset{\text{胶核}}{mAl(OM)_3} \cdot \underset{\text{吸附层}}{nAl(OH)_2^+}]^{x+}$$

风化带中可形成许多胶体，其成分和电性与风化母岩有关。就整个自然界而言，负胶体常多于正胶体（表 14－2）。胶体的带电性使其具有很强的吸附能力。通常正胶体主要吸附各种酸根阴离子，如 HVO_4^{2-}、CrO_4^{2-}、PO_4^{3-}、AsO_4^{2-}、GeO_4^{4-} 等。负胶体常吸附各种金属阳离子，如 K^+、Cu^{2+}、Pb^{4+}、Zn^{2+}、Co^{2+}、Ni^{2+}、Li^+ 等离子。这些吸附在胶粒外围的离子就构成了胶粒的扩散层。胶粒和扩散层一起构成一个胶团，它仍然带有电荷。带相同电荷的胶团是互相排斥的，所以当水体中的胶体以电性相同的胶粒为主时，胶粒所受重力作用就会被静电排斥力抵消，很容易随水的流动而迁移。

表 14－2　自然界常见可呈胶体分散的物质

正胶体	负胶体
$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$	SiO_2
$Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$	MnO_2
$Cr_2O_3 \cdot 3H_2O$	V_2O_5
$CaCO_3$	硫化物
$MgCO_3$	粘土矿物
CaF_2	腐殖质

除了上述反应以外，风化中的化学反应还包括**离子交换**（ion-exchange，如富钠蒙皂石转变富钙蒙皂石）、**水合**（hydration，如赤铁矿变为水赤铁矿）、**还原**（reducing action，主要在土壤中通过厌氧细菌进行，如赤铁矿还原菱铁矿）等。反应中生成的易溶于水的部分（包括胶体）称可溶成分，难溶于水的部分即为不溶残余。在风化带中，任何反应都不会孤

立进行，总会有别种反应与它同时或相继发生。随着风化时间延长，一种反应中的不溶残余可能会在另一种反应中继续分解，生成成分更简单的不溶残余。应该指出，风化带中的化学反应并非全部是使已有的矿物分解，在适宜条件下，水中的溶解离子也会沉淀成新矿物，但在理论上，沉淀反应已不属风化作用的范畴而属广义的化学沉积作用，这一点将在化学沉积作用中被再次提到。

四、风化带中矿物的稳定性

在一般风化条件下（富氧、中偏弱酸性），尽管总的风化速率比较缓慢，但不同矿物被分解的速率（或抗风化能力）却有很大差别，据此可将大陆风化带中的矿物粗略地划分成三个稳定性级别（表 14－3）。

表 14－3　常见造岩矿物在大陆风化带中的稳定性分级

不稳定矿物	次稳定矿物	稳定矿物
角闪石	白云母	石英
辉石	钾长石	电气石
橄榄石	中酸性斜长石	金红石
基性斜长石	黑云母	锆石
白云石	磷灰石	高岭石
方解石	榍石	高价铁、锰和铝的氧化物或氢氧化物
金属硫化物	磁铁矿	
	帘石	
	十字石	
	石榴子石	
	伊利石	
	蒙皂石	

1. 不稳定矿物

除易溶盐类矿物（石膏、石盐、钾盐等）以外，一般指易于氧化或碳酸盐化、重碳酸盐化的矿物，这些风化反应都是相对较快的反应过程，除非是在近源快速堆积的条件下，不稳定矿物一般不会以碎屑形式出现在沉积物中，而且它们在崩解岩屑中保存的机会要比以单晶形式保存的机会更多。

2. 次稳定矿物

指分解方式主要是水解、轻微氧化或轻微碳酸盐化、重碳酸盐化的矿物。水解速率是相对最低的，如一个 1mm 大小的斜长石通过水解完全变成高岭石至少需要 100 年时间。虽然氧化、碳酸盐化、重碳酸盐化速率高一些，但若矿物只含少量低价铁离子（如磁铁矿、石榴子石、帘石等）或所含金属阳离子难以被碳酸根、重碳酸根单方向夺取（如磷灰石、榍石等），它们的晶格就不易被彻底破坏。黑云母含有较多 Fe^{2+}，但它的风化仍以水解为主（析出 K^+），Fe^{2+} 氧化成 Fe^{3+} 后一部分仍留在晶格中而转变成蛭石（一种粘土矿物）。因此，次稳定矿物的化学稳定性比不稳定矿物高，相对较容易以岩屑或单晶碎屑形式保存下来。

3. 稳定矿物

指在一般风化条件下溶解度极小、极难分解的矿物，其中的石英和金红石都是简单氧化物，与高价铁、锰和铝的氧化物或氢氧化物一起都不可能进一步被分解，溶解度也几乎为

0；锆石中的锆为两性元素，具有较高的离子电势；电气石阳离子中的 Fe^{2+} 较少、Al^{3+} 较多且呈硼的双层六方环状结构；高岭石的阳离子几乎全是 Al^{3+}，在中偏弱酸性水介质中都很难分解，所以，只要母岩中含有这类矿物，它们大多都会以碎屑形式保存下来，而且随着风化程度加深，不稳定矿物消失和次稳定矿物减少，它们还会逐渐富集起来。

即使是处在相同级别中的矿物，其稳定性也有很大差异。以岩浆岩主要造岩矿物为例，其稳定性由低到高的排列顺序是：橄榄石、钙长石、辉石、角闪石、基性斜长石、黑云母、中酸性斜长石、钾长石、白云母、石英。基性玻璃最不稳定，中酸性玻璃大致与基性斜长石相当。

这种稳定性分级的前提是一般的风化条件，而实际的风化条件可能会因时因地而异。例如，地表水因溶入了较多碱或弱碱性金属阳离子将向碱性方向转化，这将减缓或抑制碳酸盐化、重碳酸盐化的进程，而太强的碱性介质反而会增加石英的溶解度和加速高岭石的去硅过程。因此，矿物的稳定性是相对的，是随风化条件的改变而改变的。另外，矿物化学风化的速度还与它和反应介质接触面的大小有关，因而相同矿物的粒度愈细或发育有裂缝、解理时，其风化速率愈高，当它细小到一定程度后还会直接变成胶体离子。最后，在其他条件相同时，风化中的化学过程都会随温度上升或水介质通过矿物表面速度的加快而加快，因而母岩在湿热气候下的整体风化就要比在干冷气候下更迅速，而且风化更彻底，以固态形式存留的物质（碎屑或不溶残余）的成分将更简单。

思 考 题

1. 秦皇岛花岗岩风化壳（图 14－1）应属于表 14－1 所列风化壳类型的哪一类？
2. 气候对于风化带的发育有何影响？不同的气候带中风化作用会有何差异？
3. 在母岩风化过程中，元素迁移顺序如何？影响元素迁移能力的主要因素是什么？
4. 有人推测，在地球历史上的最初 20 亿年中，大气中 CO_2 与 O_2 的含量之比要比今天高，如果真是这样，那么那时的风化作用会有什么特点？
5. 在采集到的月球表面岩石（与地球火成岩类似）和“土壤”样品中未发现粘土矿物，这说明月球和地球表生作用有什么本质差异？
6. 对比风化带中矿物稳定性与火成岩中的鲍文反应序列，两者存在着怎样的关系？为什么？

第十五章　沉积作用及其沉积物

沉积作用和沉积物有狭义和广义两种。狭义**沉积作用**（deposition）指原始物质在地表的搬运和堆积，有时也特指被搬运物质的“沉降”或“静止”这个具体行为。经过搬运在原始物质提供地以外的地表堆积形成的沉积物即狭义**沉积物**（deposits）。广义**沉积作用**（sedimentation）泛指在古今地壳表层（从地表到地下一定深度）常温常压下任何疏松或固结堆积体的所有形成作用，这些堆积体就是广义**沉积物**（sediments）。研究广义沉积作用和沉积物的科学称为**沉积学**（sedimentology）。在本教材中，如无特殊声明，沉积作用和沉积物都是在狭义范围内使用的。

按被搬运物质和它们的沉积机理，可将沉积作用粗略地划分为物理沉积作用、化学沉积作用和生物沉积作用。有些沉积作用明显兼有两种或全部三种沉积作用特点，可称为复合（或复杂）沉积作用。

一、物理沉积作用和碎屑沉积物

只受宏观力学规律支配的物质的搬运和堆积过程称物理沉积作用，也称机械沉积作用。由母岩风化产生的碎屑物质和不溶残余物质就是通过物理沉积作用离开它们的诞生地分散到地表其他地方形成沉积物的。但是，宏观力学规律的作用对象不仅仅是母岩风化的碎屑物质和不溶残余物质，还可包括呈游移状态的任何颗粒实体，因而下面将要介绍的物理沉积作用基本原理对游移的自生矿物或矿物集合体（自生颗粒）也是适用的。

（一）地表流体概述

全部物理沉积作用都是在流体中进行的，要了解物理沉积作用必须首先了解**流体**（fluid）。

现代沉积学对流体的研究是建立在流体自身物理性质上的，其中最基本的性质是流体的粘度、密度以及与之有关的流体强度。按粘度和密度由低到高的排列顺序，地表流体可分为 4 种基本类型，即气体流、液体流、塑性流和脆性流。当然也还有许多过渡性流体。

在自然条件下，粘度和密度最小的是空气，其次是水，它们都属于低粘度和低密度物质，流动起来具有很大的自由度。这些流体在流动中可推动或牵引游移的固态颗粒（如泥砂）顺流移动（搬运），因此又称**牵引流**（tractive current）。

按流体力学的观点，**气体流**（gas flow）和低密度**液体流**（fluid flow）都没有强度，在很小外力作用下就会立即变形，粘度也不随流速的改变而改变。这类流体被称为**牛顿流体**（Newtonian flow）。如果在水中均匀混合 30% 或稍多一些的泥砂，这种混合流体的粘度和密度都将提高，粘度还会随流速的大小而变，但它们仍然没有强度。如果混合很高比例的泥砂，混合物将变为塑性体，同时也具有强度，这个强度称为**屈服强度**（yield strength）。塑性体只有在超过它屈服强度的力的作用下才会流动，所形成的流体就称为**塑性流**（plastic flow）。在流动过程中，塑性流的粘度如果可保持不变（内部构成物质不变）就称为理想塑性流或**宾汉塑性流**（Bingham plastic flow）；如果是可变的，就称为**假塑性流**（pseudo-plastic flow）。如同字面上的意思一样，塑性流的流动只是一种塑性变形过程。当粘度和密度高到使物质成为固体时，它们在流动时将很少或没有内部质点的相对位移（即很少或没有塑性变形），这种流体就称为**脆性流**（brittle flow）。实际上，脆性流只是整个固态物质（如岩块、已固结的沉积层等）沿某个脆性破裂面的滑动。所有粘度可变的液体流、具屈服强度的塑性流和脆性流被总称为**非牛顿流体**（non-Newtonian flow）。此外，天然流体还有一个重要特性是它的**内聚性**（cohesion）。所谓内聚性是指流体内部与质点之间摩擦阻力无关的剪切强度，

大约是由流体构成物质分子间的相互吸引力引起的。当混合物流体中含有较多粒度很细的固态物质（如粘土）和适量的水时，就可表现出较强的内聚性（细粒物质具有较大的比表面积，可增加与其他物质和水分子的吸引力），否则，内聚性将降低或没有内聚性。流体的粘度和内聚性对流体的流动方式有很大影响，通常粘度愈小或内聚性愈弱，流体愈容易以紊乱方式流动，形成**紊流**（turbulent flow），相反，它将愈容易以层状方式流动，形成**层流**（laminar flow）。

在沉积学中还经常使用重力流和密度流的概念。**重力流**（gravity flow）一般是碎屑物重力流的简称，是指可游移的固态物质在自身重力推动下形成的流体，常在或陡或缓的斜坡上发生，流动过程中具有清楚的边界和外形，又称**块体流**（mass flow）。这是一种从流动原因定义的流体。在重力流中，被搬运的固态物质就是重力流本身或至少是它最重要、最本质的构成物质，它们的搬运不是因为流体对它施加了牵引力才被动地发生，而看起来就像一种“主动”行为。从这个意义上说，重力流与牵引流就成了两种对立的流体。重力流在物理沉积作用中占有重要位置，超过半个世纪以来一直都是研究的重点，但对天然重力流的内部结构、流动机制，它与所形成的沉积物的关系等问题却还没有取得完全一致的看法。自然界中重力流的实例很多，如浊流、颗粒流、碎屑流、液化流等。与定义重力流的原则不同，**密度流**（density current）是从流体与它周围介质的相对密度来定义的，不同密度的流体相接触时，密度大的流体压力较大，因此会流向密度小的区域。这种因密度分布不均产生的压力差而造成流体的流动，就称为密度流。其中碎屑物密度流通常是指含有较高比例悬浮状泥砂的混浊水体（密度较高）在较清澈水体（密度较低）中快速流动所形成的流体，两种流体因有较大的相对运动速度而来不及相互混合，所以之间也有明显的边界。洪水期的混浊河水快速进入海湖水体就可形成碎屑物密度流。典型碎屑物密度流还有浊流、风暴流等。由大陆龙卷风卷起大量泥砂也可在较干净的空气中形成由碎屑物和气体构成的特殊密度流。

流体类型和具体特征直接控制着物理沉积作用的全过程，对沉积物可产生深刻影响。就总的趋势而言，低粘度、低密度流体的悬浮载荷量较少，沉积速率较低，多以纹层状堆积方式形成沉积物，而高粘度、高密度流体悬浮载荷量较大，沉积速率较高，多以粒序状或块状堆积方式形成沉积物。低的沉积速率意味着颗粒可在更长时间处于搬运状态，在所形成的沉积物中，颗粒因搬运受到的物理改造常常更强，大小的分异也更明显。但是也要看到，自然界中的实际流体在流动、强化或衰减、止息过程中，其粘度和密度常常会发生改变或向另一种流体转化，某一瞬间同一流体不同部分也可能表现为不同的流体类型，因而实际的沉积物在横向和垂向上常常会显示复杂变化。另外，构成某一具体流体的初始固态物质既可以是风化的直接产物，也可是早期堆积的任何松散、半固结或固结沉积物，它们对流体特征和最后沉积物的特征必然也有影响。所有这一切都是与沉积条件紧密联系在一起的，它顺应环境条件而发生，也为环境留下最终的历史印记。

（二）牵引流的沉积作用

这里的牵引流是指低粘度、低密度的水流，其中所含悬浮状固态颗粒不多，因而其物理沉积作用在很大程度上取决于它对底载荷的牵引。**底载荷**（bed load）是流体在底界面流过时被牵引而以滚（挪）动或跳跃方式顺底面或在距底面很近的距离内运动的那部分颗粒，它们在运动时实际已成了流体底部一个密度较高的边界层，应是流体的一部分，但由于它们的运动具有一定间歇性，对整个流体的特性影响不大，故一般水流仍属于低粘度和低密度流体。

1. 水动力和水流状态

理论上，某个底载荷颗粒所受牵引力的大小和方向与许多因素有关，如流体的粘度、密度、流速、颗粒迎水面的大小及与流向的夹角等，但从搬运角度看，总的牵引力总可分解为平行流向和垂直流向两个方向的力。当水流平稳、流线相互平行时（层流），总牵引力主要表现为平行流向的力；若水流湍急、流线紊乱时（紊流），垂直流向的力将增大（图 15－1）。

在自然界，决定水流平稳与否的因素除流速以外还有水深。在其他条件相同时，流速或水深愈大，愈容易形成紊流。总体来说，水流总牵引力的大小随流速增大或水深减小而增大。这个总牵引力称为**水动力**（hydrodynamic force），它的大小可用下面的状态函数来衡量：

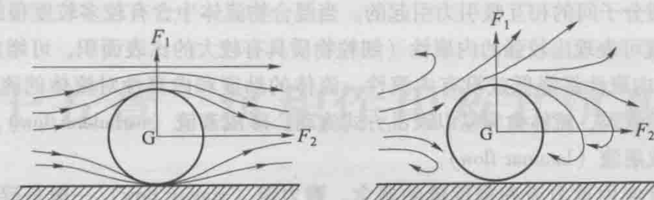


图 15－1　水流对底载荷颗粒（G）施加的牵引力

F_1—垂直流向的力；F_2—平行流向的力。左图表示缓流；右图表示急流力的大小以及缓流与急流对颗粒 G 的影响（即 G 的运动轨迹不明显）

$$Fr=\frac{v}{\sqrt{gD}}$$

式中：v 为流速；g 为重力加速度；D 为水深；Fr 为**佛劳德数**（Froude number）。Fr 愈大，水动力也愈大。实践中，按 Fr 的大小可将水流分为三种**流动状态**（flow regime）。若 $Fr<1$ 时，为低流态，又称**缓流**（tranquil flow），大致相当于河流下游（水深流缓）的状态；若 $Fr>1$ 时，为高流态，又称**急流**（rapid flow），大致相当于河流上游（水浅流急）的状态；若 $Fr=1$ 时，为临界流态。在水深足够大的同一水流内，临界流态可能会出现在中间的某个深度上，在它之下和之上分别是低流态和高流态，所以低流态和高流态又分别称为下部水流动态和上部水流动态（或机制）。

2. 牵引流搬运方式的主控因素

颗粒被水流牵引时的具体搬运方式是滚（挪）动、跳跃还是悬浮主要受流速（或流态）和被搬运颗粒的大小、密度和形态的控制。当流速一定时，较小、较轻或片状颗粒容易趋向于悬浮，较大、较重或粒状颗粒容易趋向于跳动，更大、更重的颗粒则更容易趋向于滚（挪）动。在普通的天然水流中，像石英、长石这类粒状轻矿物（密度 $<2.67g/cm^3$）碎屑或密度相似的其他颗粒（如岩屑），其粒径大小与搬运方式间的实际关系是，粒径超过 2mm 时多为滚（挪）动，粒径为 2～0.05mm 时多为跳跃，粒径为 0.05～0.005mm 时多为悬浮，粒径小于 0.005mm 时则不仅易于悬浮，还有可能向胶体转化。根据这一特点，地质学中常将这几个数量界线作为划分砾、砂、粉砂和泥的标准，这样的粒度级别就称为**自然粒级**。

静止的砾级颗粒常常需要较大的水动力才能移动，悬浮的粉砂和泥级颗粒则只会在水动力很小或静止的水体中才能沉积，这两个级别的颗粒均有较强的运动学惰性，只有易于跳跃的砂级，特别是其中的细砂级颗粒才最活跃。但是，实际水流中滚（挪）动、跳跃和悬浮颗粒的粒度界线是随水流牵引力大小而变的。当牵引力增大时，砂级颗粒也可悬浮起来，因而整个流体的粘度和密度增高，甚至向非牛顿流体转化。平常季节较为清澈的河流在山洪暴雨发生时变成非常混浊的河流就是这种转化的例子。当牵引力减小时，滚（挪）动颗粒可能是砂级，跳跃的也可能是粉砂级等。

3. 颗粒在搬运过程中的磨蚀作用和细粒化作用

在搬运过程中，颗粒与颗粒、颗粒与水流边界会发生碰撞和摩擦，因而颗粒的搬运过程也是它经受物理改造的过程。改造的总趋势是颗粒棱角逐渐磨平、圆化，粒度也逐渐减小，这种作用称为**磨蚀作用**（abrasion）和**细粒化作用**（fining）。颗粒在沉积或静止下来之前可被磨蚀到什么程度既与搬运距离和搬运方式有关，也与颗粒的大小和自身物理性质有关。在其他条件相同时，搬运距离较长（或来回搓磨的时间较长）、搬运方式为滚（挪）动或跳跃、粒径较大、硬度较低时，磨蚀相对较强（较易于圆化和细粒化），否则磨蚀相对较弱。

实际中，不同矿物的相对抗磨强度有重要的地质意义。曾有不少人在实验室中模仿水或风，对多种矿

物进行不同搬运距离（最长相当于 4500km）的磨蚀作用研究，所得结果虽然不尽相同（与实验条件有关），但总趋势则是一致的。根据这些实验，在常见矿物中，抗磨强度由高到低的排列顺序大体是石英 > 电气石 > 十字石 > 尖晶石 > 石榴子石 > 长石 > 绿帘石 > 锆石 > 角闪石 > 磁铁矿 > 磷灰石 > 方解石。这个顺序的意义在于，同时搬运和沉积、粒度也相当的不同矿物的磨蚀程度不会相同，特别是最常见、最大量的石英和长石的磨蚀不会相同。另外，抗磨强度较低的矿物常常也是较容易分解的矿物，它们在搬运过程中相对迅速地细粒化会使它们更快地消失，结果抗磨强度较高（也不易分解）的矿物就进一步得到富集。

颗粒在搬运过程中的细粒化原因除磨蚀以外，更重要的是破碎，尤其像长石和多晶集合体（岩屑）这类易沿解理面和晶间接合面裂开的颗粒更容易破碎。破碎结果不仅是粒度突然变细，破碎后的小颗粒还产生了新的棱角，而小颗粒的重新磨蚀圆化将更为困难。

4. 牵引流的分选作用和机械沉积分异

假定有某一沉积环境，其流入水动力为 F_1，流出水动力为 F_2，且 $F_1 > F_2$，那么对水流搬运的粒状轻矿物或密度相当的其他颗粒而言，可在该环境中沉积或静止的最大和最小颗粒将分别与 F_1 和 F_2 对应，不在该密度范围的颗粒则不能被运移，或者不能在该环境沉淀（图 15-2），就是说，只有一定粒级范围内的颗粒才会在这个具体环境中沉积或静止下来，沉积颗粒的总体粒度随环境水动力增高（或降低）而变粗（或变细），而且 F_1 和 F_2 相差愈小，沉积颗粒的粒度范围将愈窄或其大小愈显得均匀。这种环境条件使沉积颗粒的大小达到一定均匀程度的作用称为**分选作用**（sort），它和磨蚀作用一起共同反映了牵引流沉积作用中最有特色的物理过程。

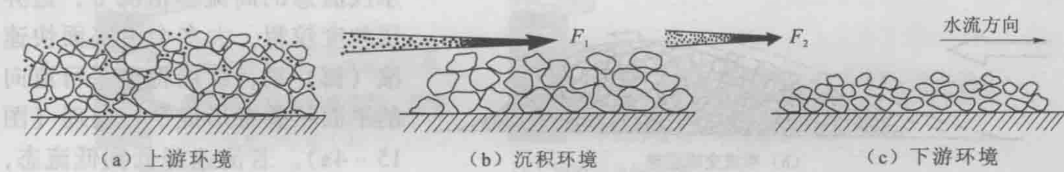


图 15-2　水流沉积环境对颗粒的分选作用

F_1 和 F_2 分别为沉积环境的流入和流出水动力

然而，自然界中实际的分选作用远比上面分析的复杂。例如，某一沉积环境中流入和流出水动力会频繁波动使得带进和带出的滚（挪）动、跳跃和悬浮颗粒数之比发生变化；当带入颗粒数过大时，许多颗粒将被掩埋而不能经历带出水流的分选作用；除水动力以外，影响搬运和沉积的还有其他力的作用，如流经的地形比较粗糙，小颗粒被大颗粒阻挡，等等。但综合考虑各种因素，仍可大体认为下列背景条件会对增强分选有利：

◎ 长距离搬运（或沉积环境远离源区）；

◎ 在大体相同水动力条件下长时间的原地淘洗；

◎ 缓慢的沉积速率（或埋藏速率）；

◎ 沉积环境与紧邻的上游环境的底部地势无太大起伏。

因此，在离母岩区不远的山前地带，分选作用最弱，河流下游的分选要强于上游，海湖浅水环境的分选要强于河流，也强于较深水的潟湖，而潮汐海滩的分选几乎总是最强的。

自然界中水流的分选作用针对的实际并非只是粒状轻矿物，而是所有形态和密度的颗粒，这种广泛意义上的分选作用就是**机械沉积分异**（mechanical sediment differentiation）。在 20 世纪早期，机械沉积分异就已经被人们注意到，而后由前苏联学者普斯托瓦洛夫（1947）正式提出。该分异是指当流体的动力特征（主要是流速）发生变化时，被搬运颗粒会按粒度、密度和形状作有规律组合而分别沉积的作用过程，它是由颗粒的粒度分异、密度分异和形状分异共同体现的（图 15-3）。例如粒状重矿物（密度 >2.67g/cm^3）的粒度总是比共生的粒状轻矿物的粒度更细小，金、锡石等的砂粒、粉砂粒就常产在粗砂-细砾级沉积物中；云母则更多地出现在粉砂级沉积物内等。实际上，通常的分选作用只相当于粒状轻矿物的粒度分异而

已。机械沉积分异是沉积学中最基本的规律之一，是“物以类聚”的自然法则在沉积学中的反映。当然分异不可能一次就进行得很彻底，但它可以逐渐强化。有人曾因为天然沉积物中颗粒的聚集不符合分异规律而否认它的存在，这是把原理本身和受影响的实际现象相互混淆了。控制沉积作用的规律远不止机械沉积分异，当有其他规律同时起作用时，分异规律将受到影响甚至遭到破坏。这种单一规律和多种规律共同起作用时的差异表现，不仅在地质学，在其他自然科学中都是屡见不鲜的。

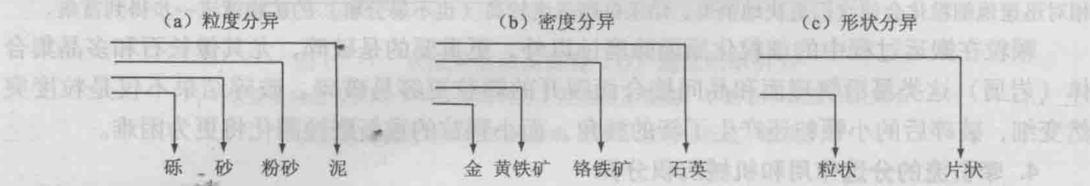


图 15－3　机械沉积分异实例图解

5. 牵引流沉积物的一般构筑方式和垂向序列

被低密度水流携带的底载荷仅限于流体底部一个厚度有限的边界层，悬浮载荷也只有在流速很低时才会逐渐沉降，这就决定了在低密度水流中，沉积物只能以薄层为单位慢慢堆叠而构筑起来，这样的薄层就是层理中的纹层。纹层的形态和堆叠样式依条件不同而不同。例如在水浅流急的高流态情况下，边界层粒度较粗，大多会沿底面快速滚（挪）动，纹层将呈平行流向的平面状叠置形成平行层理（图 15－4a）。若流速降低到低流态，沉积底面会逐渐出现不对称的丘垄，其迎水面较缓，背水面较陡。迎水面颗粒被水流搬运到丘顶后会沿背水面滚落而沉积一个纹层。随着时间的推移，丘垄就慢慢向前移动，同时在内部留下一系列与背水面平行的纹层，它们被埋藏后就成了交错层理中的一个层系（图 15－4b）。在一定水深条件下，丘垄的高度（即层系的厚度）可随流速的增大而增大，但过大的流速将会冲蚀丘顶，所以水流中形成的交错层理的层系厚度通常不超过几十厘米。若流速很小，沉积底面也是平坦的，纹层也呈平面状叠置，但这时底载荷粒度也相应变得很细，形成水平层理（图 15－4c）。在一般情况下，由低密度水流形成的沉积物都会有纹层状层理，只有当环境水体长期安静少动的状态才可能由泥级悬浮物的极缓慢沉降构筑出没有纹层的块状沉积物。

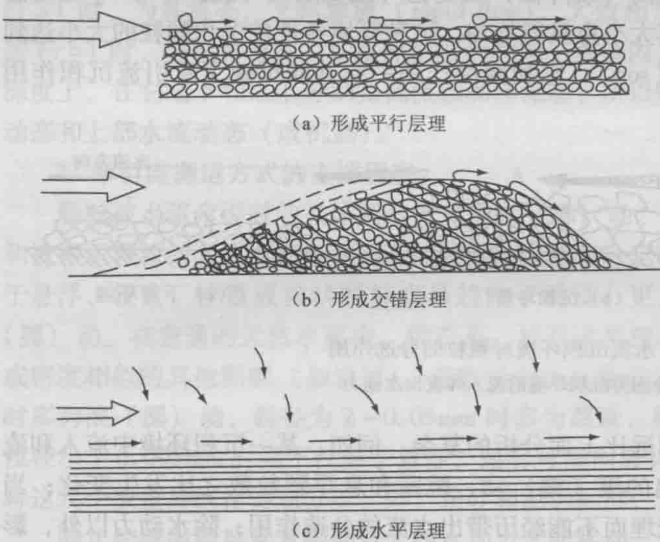


图 15－4　水流沉积物的纹层状构筑方式和几种典型纹层状层理的形成

空心箭头表示水流方向和流速相对大小；
实线箭头表示颗粒搬运和沉积方向

在某个连续时间段内沉积物自下而上逐渐堆叠可构成一个沉积物序列，这个序列称为该时间段内的**垂向序列**（vertical succession）。一个垂向序列在构筑过程中，包括水动力在内的环境条件常常会发生改变，例如河道逐渐迁移、沉积物堆积造成沉积水深变浅等，所以由低密度水流构筑的垂向序列几乎总会显示自下而上的、由粒度及纹层状层理类型和其他特征表现出来的规律性变化（图 15－5），也正因为如此，垂向序列就成了识别古环境的最重要的依据之一。



图 15-5　几种水流沉积环境构筑的典型垂向序列

（三）其他流体的沉积作用

1. 风暴流沉积作用

风暴流（storm current）是由风暴浪将先成松散沉积物扰起形成的一种紊乱性碎屑物密度流。在台风、飓风等恶劣天气条件下，局部海面被风吹袭抬高，向着海岸方向快速涌动，同时掀起巨大的海浪，如果时值涨潮期，它们还会相互强化形成特大风暴潮。这样的向岸海流具有很强的向下刨蚀、扰动能量，可扰起大量先成的海底松散沉积物使之悬浮，同时开凿出一条流动水道，当它离岸回流时就会成为一股更为混浊的海流。这时的向岸和离岸海流分别称为向岸风暴流和离岸风暴流，它们都含有大量悬浮物质而具有较高的密度。从流体类型看，风暴流实际是低密度水流因牵引了过多的悬浮物质向非牛顿流体转化的结果。

风浪向下的扰动能量与风浪自身的大小和它向下抵达的深度有关。当风浪大小一定时，它的扰动能量将随抵达深度的增加而呈指数式减小，达到一定深度后减小为零。可被风浪扰动的最大水深界面称为该风浪的**浪基面**或**浪底**（wave base），风浪愈大，其浪底愈深。在海洋中，常年或正常天气下的风浪浪底深度一般不超过几十米，而少见的巨大风浪浪底可达100~200m。在沉积学中，常将几十米和200m分别看成正常浪底和风暴浪底的最大可能深度，后者与陆架边缘的深度大体一致，因而海洋风暴流只能在陆架上发生。在同一风浪的背景条件下，某处海底受到的扰动强度取决于该地的水深。在离岸方向上，水深逐渐加大，海底受到的扰动将逐渐减弱，到达浪基面的深度时减弱为零。相反，在向岸方向上，水深逐渐变浅，扰动逐渐增强，只是在到达浅水或极浅水位置时，因能量已被大量消耗，扰动才会减弱。从总的趋势看，向岸风暴流的流动过程基本上是流体密度逐渐增大的过程，而离岸风暴流则是悬浮颗粒逐渐沉降、流体密度逐渐减小的过程。

虽然风暴流总体上是一种含较多悬浮颗粒的密度流，但其内部密度并不是均一的，因为颗粒可被扰起的最大高度还与颗粒自身的大小和密度等因素有关。通常颗粒愈粗，可被扰起的最大高度愈小，因而风暴流中较粗颗粒往往较集中在它的底层，向上则逐渐减少。有些更为粗大的颗粒，如砾石、贝壳等只会在扰动中沿海底扰动侵蚀面滚（挪）动，这部分颗粒称为**滞留颗粒**（lag grain），但它们与较粗的悬浮颗粒有时并无明显界限。

风暴流的作用范围相对比较局限，其离岸搬运一般不超过宽缓的陆架区（越过陆架后易转变成浊流），侧向搬运更加有限，整个作用范围在100km左右，只有当风暴中心大致平行岸线移动时，作用范围才会扩大，最大影响宽度可达几百千米。

随着风浪减弱和扰动能量下降，沉积将很快开始，流体密度也随之降低，达到一定程度后将完全转化成低密度的牛顿流体。这个过程不仅控制了沉积物垂向序列的构筑，也控制了垂向序列在离岸方向上的变化。通常，在正常浪基面和风暴浪基面之间的向岸方向上，垂向序列发育最为典型，称**近基序列**（proximal succession），而在离岸方向上逐渐变得不典型，称为**远基序列**（distal succession）（图15-6）。在近基序列中，最先沉积的是粒序层，这是风暴流相对密度最高的下部层快速堆积的典型产物，在整个序列中粒度最粗，可达粗砂-细砾级，更粗颗粒可能是滞留物，向上粒度逐渐变细。粒序层内的构成物质主要是陆源碎屑和粘土，也可能是完整或破碎的生物碎屑或其他自生颗粒和碳酸盐泥晶，这取决于先成沉积物的物质构成和固结强度，如果是生物，其中的大多数常常是生活在正常浪基面以上的浅水底栖种类，如双壳、腕足、海百合等，是被离岸风暴流搬运而至的。粒序层之上是具纹层状层理的沉积。其中最能体现风暴流特色的是丘状交错层，它是悬浮颗粒沉降和水体振荡共同作用的结果，对古代风暴流沉积物的鉴别具有重要意义。整个序列反映了水流牵引力的渐次减小、流体密度渐次降低和沉积速率的逐渐变缓。风暴止息后，环境恢复平静，序列以正常的陆架泥质沉积结束。一次风暴流形成的垂向序列的厚度多在1m以下，但内部各层的厚度却有较大变化，特别是粒序层有时可占整个序列的一半以上，可从粗砂、细砾一直过渡到粉砂，这时可能不发育平行层理。一般而言，风暴强度愈大，衰减愈迅速，粒序层也愈厚。远基序列堆积时，风暴流已成强弩之末，可看成是风暴流顶部密度相对最小的"悬浮云"沉积而成，有时序列底部可发育有不很明显的粉砂级粒序或显微粒序。

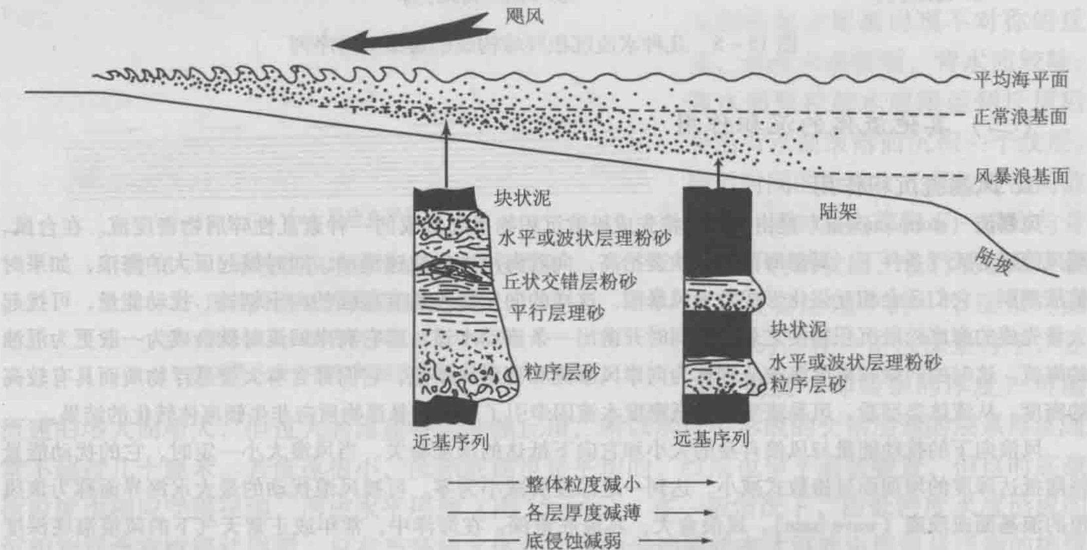


图15-6　浪基面、风暴流及风暴流沉积序列

风暴流沉积的物质来源是先成沉积物，这种使已经堆积但尚未完全固结的沉积物再次分散搬运又重新沉积的作用称**再沉积作用**（redeposition）。风暴流在扰起先成沉积物时将打乱先成沉积物原有的时代关系，造成风暴流沉积中不同时代颗粒的混合，甚至出现"下新上老"的反常现象。

风暴流搬运距离不长，又主要以悬浮方式搬运，这决定了颗粒在搬运过程中只会受到较弱的物理改造，颗粒的磨蚀程度主要是对先成沉积物的继承。在垂向序列中，颗粒粒度自下而上变细显示了风暴流也

有机械沉积分异，但搬运时大量粗细颗粒的同时悬浮和快速沉降（特别是在粒序层堆积时）则使分异效果变差，这不仅是风暴流、也是其他密度较高的碎屑物密度流的共有特征。

当先成沉积物粒度很粗且富含粒间基质时，风暴浪的扰动有时并不能使它们完全分散开来，而只能使整个沉积物的表面薄层在原地或近原地塑性变形。如果粗颗粒具有指向的形态（如板状、饼状），那么这种塑性变形就可由粗颗粒的定向性反映出来。典型的例子是由碳酸盐质的竹叶状砾屑（内碎屑）和泥晶等组成的沉积物在风暴浪的扰动下以塑性状态沿底部涌动、推挤使其中的砾屑呈放射状、倒“小”字形或不规则直立状排列（图 15－7）。先成沉积物的这种原地或近原地的塑性变形具有塑性流性质，可看成是风暴流的特殊类型。

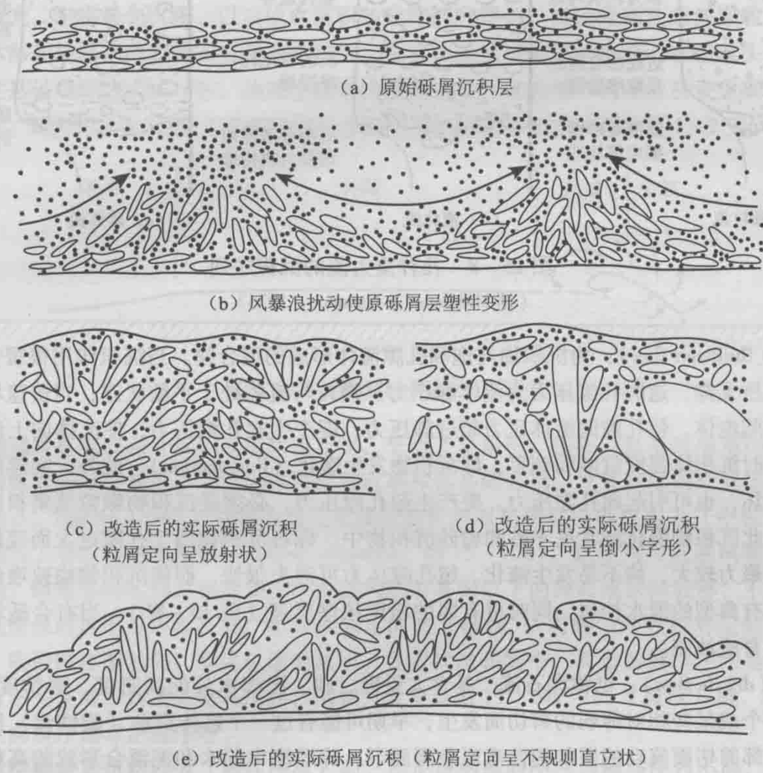


图 15－7　竹叶状砾屑沉积层在风暴浪作用下在原地或近原地被改造及再沉积砾屑的特殊定向
（c、d、e 引自孟祥化等，1986）

2. 沉积物重力流沉积作用

重力流属于非牛顿流体，是由大小不一的碎屑物质与流体形成的高密度混合体，沉积物主要以悬移载荷方式进行搬运。在重力流中沉积物搬运的驱动力主要起因是由于重力的作用而非流体的牵引作用，因此重力流多沿斜坡向下运移。当坡度变缓、流速降低时，沉积物重力流会发生骤然卸载，故在沉积盆地的斜坡根部常常形成各种类型的重力流沉积物，一部分低密度沉积物重力流可沿盆地底部扩展到深水平原的广大地区。根据颗粒支撑的机理，又可分为四种沉积物重力流类型：颗粒流（颗粒间的相互作用分散压力支撑）、液化流（颗粒由排泄孔隙流体支撑）、碎屑流（颗粒由杂基支撑）和浊流（颗粒由流体紊流支撑）。

◎ 颗粒流（grain flow）：是一种基本不含泥质而由砂砾（主要是砂）构成的高密度层状塑性流，由斜坡上的先成沉积物在自身重力推动下顺内部剪切面发生。流体因不含泥质而没有内聚性，流动时颗粒以随机碰撞方式将局部的滑动剪切力向各个方向传递、造成更多的剪切滑动面，特别是向下传递将启动更多的下伏颗粒使流体底界剪切面下移，流体规模也随之扩大。流动过程中，颗粒间的碰撞可以支撑较粗大的砾石。最典型的颗粒流实例是由风成沙丘的坡面崩塌而导致的滑落沙流，而更有地质意义的颗粒流还是在海底峡谷侧面顶部形成的下泻“沙河”。颗粒流及后面将要讲到的碎屑流和浊流都是使海底峡谷不断扩大的重要原因。颗粒流的垂向沉积序列（图 15－8a）通常只由较干净的砂级颗粒构成，最大厚度也可达几十

米。在自然界，典型的颗粒流沉积并不多见，因为先成沉积物大多含有泥质或与泥质沉积物共生，形成的颗粒流很容易向碎屑流或浊流转化。

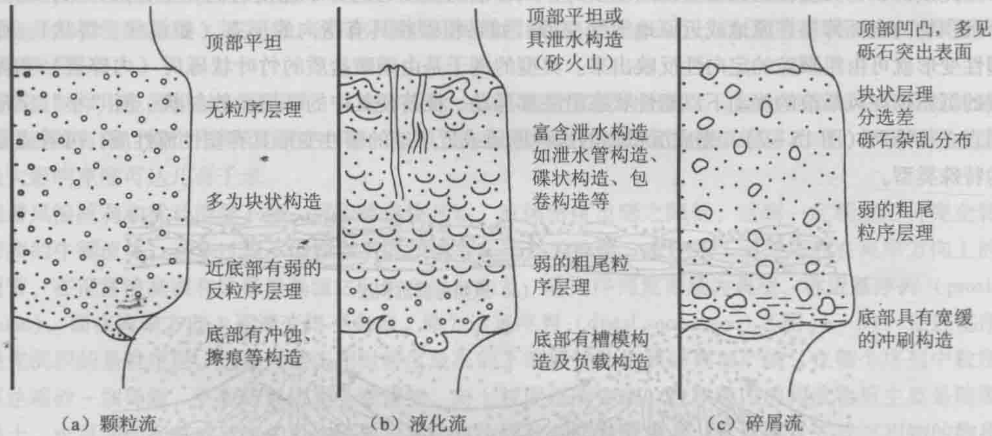


图 15－8　几种重力流的沉积序列

（据 Middleton & Hampton，1976）

◎ *液化流*（fluidized flow）：为沉积物与饱和孔隙流体形成的混合物。当沉积作用很缓慢时，沉积物重量全由固态颗粒所支撑，这时孔隙压力为流体静压力，颗粒与流体处于平衡状态；当快速堆积时，碎屑重量可传递给孔隙间流体，使孔隙间流体压力超过静压力，即产生超孔隙压力，使流体向上流动以支撑颗粒呈悬浮状态，这时沉积体强度就减弱到零，即沉积物发生**液化**（liquefaction）。此外，突然的震动导致沉积物原来组构的破坏，也可引起超孔隙压力。要产生超孔隙压力，必须是沉积物颗粒填集很疏松，不妨碍流体进入孔隙，因此沉积物液化流常见于砂和粉砂沉积物中。砾石沉积物由于孔隙过大而流体易于流失，粘土沉积物由于凝聚力较大，均不易发生液化。超孔隙压力可消失很快，而使沉积物快速堆积下来，形成的垂向沉积序列具有典型的泄水构造，同时可有弱的粗尾粒序层理（图 15－8b）。当有合适坡度时，液化流可继续移动而发育成浊流。

◎ *碎屑流*（debris flow）：也称泥石流，是含大量砾、砂、泥和水分的高密度、高粘度的层状塑性流，常在斜坡上顺某个或某些相对薄弱的剪切面发生，早期可能有过一个整体滑动（脆性流）阶段，但很快就可发育成为顺内部剪切面流动的层状塑性流而急泻而下。碎屑流中的水和泥混合形成的高粘稠或高内聚性的泥浆具有一定强度，可支撑较粗大砾石和砂粒使之悬浮。这种泥浆是流体的基质，其强度称基质强度。泥的含量愈高，基质强度愈大，可支撑和搬运的砾石也愈粗。若流体中砾石很少，也可称为**泥流**（mud flow），但较为少见。流体到达坡底后可很快静止下来。一次碎屑流堆积成的垂向序列（图 15－8c）厚达几十米，它基本上不是颗粒在流体中“沉降”而是流体整体停止流动的结果。序列的最大特点是几乎没有机械分异，粗大砾石完全漂浮在细粒背景（基质）中，只是有时有由砾石大小显示的不大清楚的逆粒序。逆粒序的形成与粗大砾石在流动过程中被细颗粒向上推挤有关，因为细颗粒总是会趋向于进入到由粗颗粒围成的空隙内而逐渐向下集中，但在流体短暂的运动时间内这一过程通常不能充分进行。碎屑流易于在陆地山坡上发生，那里的残积物和土壤层如果缺少强有力的植根保护，含水量又大到一定程度，就会在自身重力作用下经滑动而演变成碎屑流。在水下，如陆坡、海底峡谷两侧、三角洲前缘等等地方，也可由先成沉积物形成碎屑流，但这时的碎屑流常常会被水稀释而演变成浊流，只有在离坡底不远处形成的碎屑流才可能在靠近坡底的位置以碎屑流沉积序列堆积下来。

◎ *浊流*（turbidity flow）：是在水下斜坡上产生的，含大量悬浮颗粒（泥砂）和水分、以紊乱状态快速流动的重力流。在斜坡上，浊流受自身重力推动而流动，流动速度与流体密度的平方根成正比。流动途中，它会不断刨蚀、翻扰起先成沉积物与水混合，流体密度、规模和推力将进一步加大，结果是流速以更大幅度增加，被翻扰起来的物质也更多。在这个过程中，流体的流速、密度和规模是呈正反馈增大的，流体也就在很短时间内获得巨大能量而狂奔而下。浊流仍属液体流，其中的水分是靠悬浮颗粒的推压、拥挤才随流体一起运动的。流体紊乱的流动方式既是颗粒紊乱运动的结果，也是使颗粒保持悬浮状态的原因，这样

的悬浮称**自悬浮**（auto-suspension）。

浊流在斜坡上发育成熟后，内部密度和流速也不均一，通常含粗重颗粒较多的部分密度较大，流速更快，因而典型浊流可顺流动方向划分成几个部分（图 15－9）。最前面呈舌状的部分为头部，其下部是粗重颗粒最集中的部位，流速最高，常成为整个浊流的前锋，又称鼻部，它对底部的刨蚀作用最强。头部快速向前运动需排开前面的水体，在水的阻力作用下，头部之内存在一种发散状环流，它在紧邻头部的后面可造成急速旋转的**涡流云**（eddy cloud），这一部位称为颈部。颈部之后为体部，所含悬浮颗粒相对较细，密度相对较低。最后面的是尾部，所含悬浮颗粒和密度相对最小而逐渐消失在周围水体中。到达较为平坦的坡底后，浊流因惯性还可继续向前流动，但流动阻力会使流速减慢，沉积也随之开始。由于头部，尤其是鼻部所受阻力最大，它将最先沉积，以后依次沉积的是体部和尾部。流速降低使悬浮颗粒向周围水体的扩散作用增强，体部和尾部的沉积范围也就依次扩大，这将加速浊流密度的降低。在浊流头部开始沉积的同时，流速和密度是呈负反馈式减小的，浊流也就很快衰减止息。自然界中的浊流从发生到最后止息大多只在几个小时以内，特别巨大的浊流（可能有相互叠加的多次活动）也不过可维持 1～2 天。

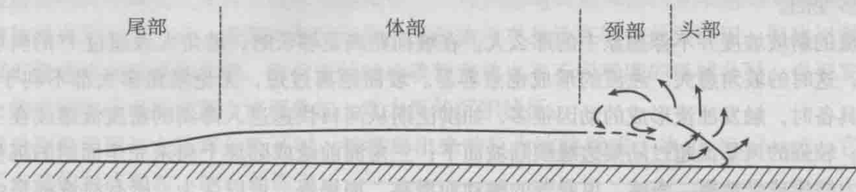


图 15－9　典型浊流的外部形态

浊流沉积物通常从坡底向外堆积成锥状或丘状，平面上呈扇形。在靠近坡基或扇基部位厚度较大，远离坡基或向着扇缘方向厚度减小，其垂向序列也有近基和远基的区别。发育较好的近基序列最能体现浊流沉积物的构筑特点。Bouma（1962）根据大量古代浊积物资料对粗颗粒以砂级为主（中粒浊流）的近基序列作了总结，提出了著名的**鲍马序列**（Bouma sequence，图 15－10a）。该序列与近基风暴流沉积序列很相像，但也有不同，最重要的区别是浊流通常沉积在风暴浪基面以下的深海或深湖底部，不发育振荡成因的丘状交错层，底侵蚀的沟槽和印模具有严格的顺流定向性（槽模）。与鲍马序列相对应的远基序列会逐渐缺少下部各段，底侵蚀逐渐减弱，厚度也逐渐减小。在古代浊积物中，典型的鲍马序列是比较常见的，但同样常见的也有不完整或不典型的鲍马序列，例如只发育有图 15－10a 中的 A 段或 E 段，或 A 段的粒序是粗－细－粗的双向粒序而非正粒序等。

当浊流中最粗颗粒只达粉砂级（细粒浊流）时，所形成的垂向序列与鲍马序列不同，这时的沉积只能发生在流速变得极缓或完全停止以后。因而序列底部常常没有冲刷构造或只有轻微的侵蚀。整个序列实际

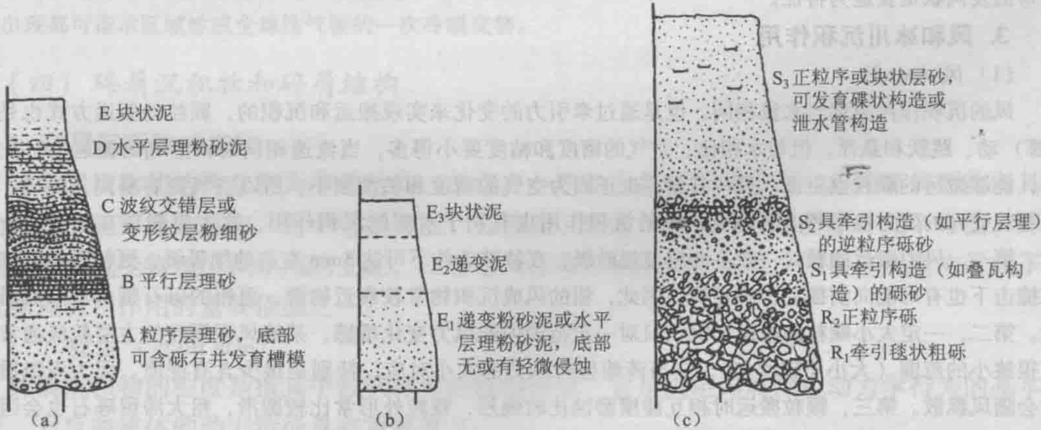


图 15－10　按颗粒粗细划分的几种浊流沉积序列

（a）中粒浊流序列（鲍马序列），厚度通常小于 1m（据 Bouma，1962）；（b）细粒浊流序列，厚度十几厘米到几十厘米（据 Piper，1978）；（c）粗粒浊流序列，厚度几米到超过 10m（据 Lowe，1982）

是一个连续的粒序层，仅下部有比较模糊的水平纹理伴生。Piper（1978）将它划分为三段（图 15－10b）。底部 E_1 段的递变由粉砂含量逐渐减少和粒度逐渐减小显示。当粉砂减少到 0 时，E_1 段结束而开始 E_2 段的泥级递变，这样的递变只能用显微镜观察。E_2 段递变到最后，颗粒已十分细小，所剩递变余地已极为有限，因而最上面的 E_3 段只能是均匀泥质。应该指出，独立出现的细粒浊流是比较少见的，这样的序列可能很多都只是某个中粒浊流的远基序列而已。

主要由砂砾级等粗颗粒构成的浊流称粗粒浊流，但这时的浊流概念已被扩大了。在粗粒浊流中，较粗大砾石的悬浮常常只是短暂的，流动过程中会很快在底部集中而与间隙中的砂泥级颗粒共同构成层状。这部分颗粒的运动与水流底载荷有些类似，被称作**牵引毯**（tractive carpet）（Shanmugam，1996），其流动方式已经不是紊流而是层流。牵引毯上部以砂级颗粒为主的部分可以是紊流，也可以是牵引毯式的层流，这取决于颗粒的粒度、含量和流速。因此，粗粒浊流只能是一般意义上的碎屑物重力流，其中的紊流部分可大致视为液体流，而牵引毯部分则已成为塑性流。Lowe（1982）曾给出过一个粗粒浊流的垂向序列（图 15－10c），但还不能将它看成是所有粗粒浊积物的典型代表。作为含有不同类型流体的沉积体，粗粒浊流的沉积序列将是多变的。

形成浊流的斜坡坡度并不像想象中的那么大。在坡面距离足够长时，坡角大致超过 1°的斜坡就可形成浊流，当然，这时的坡角愈大，浊流的形成也愈容易。坡面距离过短，无论坡角多大都不利于浊流形成。当斜坡条件具备时，触发浊流形成的动因很多，如洪泛期从河口快速进入海湖的密度流继续在三角洲前缘斜坡上流动；较强的风暴流超过陆架边缘顺陆坡而下；三角洲前缘或陆坡上尚未完全固结的沉积物受上覆沉积物的重力挤压或受地震、海啸、风暴等的触动而滑移、崩塌等。可以认为，所有浊流都是由其他流体转化而来，沉积行为开始以后，它还要继续向低密度水流过渡。

浊流沉积作用也是一种再沉积作用，浊积物的成分也要取决于先成沉积物的成分。自然界中最常见的浊积物是陆源碎屑和泥质，有时也含少量生物。当然，也有少量由生物礁垮塌的礁屑或经过多次再搬运的鲕粒、生物碎屑和泥级碳酸盐等构成的碳酸盐浊积物。

如同风暴流一样，浊流的悬浮式搬运对颗粒的物理改造也很微弱，机械沉积分异也很粗略，由颗粒显示的磨蚀程度基本上只能看成是先成沉积物的特点。

浊流沉积与风暴沉积的区别是：① 流态，浊流是单向的，风暴流是双向或多向的，局部也可呈单向；② 层序组合，浊流沉积属深水沉积组合，而风暴沉积为浅水组合；③ 垂向层序及层内沉积构造，风暴沉积与浊流沉积积具有相似的鲍马层序，但风暴沉积内具有典型的丘状交错层理，而浊积中绝对没有；④ 浊流底侵蚀的沟槽和印模具有严格的顺流定向性（槽模），风暴流侵蚀的沟槽和印模没有这种顺流定向性；⑤ 生物标志，风暴沉积中化石组合标志着浅水陆架环境，而浊流沉积中既有浅水生物化石，也有深水生物化石，表现为原地和异地生物混杂。此外遗迹化石也有不同，风暴沉积中以叶迹、针迹为主，浊流沉积中以弯曲及网状觅食迹为特征。

3. 风和冰川沉积作用

（1）风（wind）

风的沉积作用原理与水流相同，也是通过牵引力的变化来实现搬运和沉积的，颗粒的搬运方式也是滚（挪）动、跳跃和悬浮。但与水相比，空气的密度和粘度要小得多，当流速相同时，空气的搬运力远比水小，能够搬运的颗粒也更细。另一方面，也正因为空气的密度和粘度很小，所以空气更容易高速流动，搬运颗粒受到的阻力也小得多。因此，风的沉积作用也有别于水流的沉积作用，这主要表现在以下几个方面。第一，风力搬运的颗粒一般不会超过粗砂级，在特殊条件下可达 3mm 左右的细砾级，更粗颗粒在细颗粒撞击下也有可能向前挪动少许距离。因此，粗的风成沉积物常较靠近物源，更粗的砾石则多是原地滞留物。第二，一定大小颗粒的搬运和沉积只对一定范围内的风力变化敏感，某地风积颗粒的主要粒级通常只占很狭小的范围（大小比较均匀），它与该地盛行风力的大小对应，特别是很少含有泥质，因为泥级质点常会随风飘散。第三，颗粒搬运时相互碰撞磨蚀比较强烈，颗粒外形常比较圆滑，粗大滞留砾石也会因此而发育成风棱石。当然撞击也容易在颗粒表面造成浅的麻点状撞击痕。第四，风积物通常由纹层构筑起来，也发育纹层状层理，但仅限于交错层，层系厚度有时可达几十厘米到几米。有时，主要由悬浮搬运的细颗粒的快速沉降也可形成无纹层的块状风积物。风可以搬运直接的风化产物，也可搬运暴露出来的先成沉积物。在干旱缺少植被的地区，风的影响最大，所以风积物常产在大陆内部的沙漠或邻进海洋的高盐碱

地带。在地质历史中，大陆内部的风积物并不常见，因为在它们被其他沉积物（主要是水成沉积物）覆盖之前很容易遭到破坏或受到改造，除非原风积物已累积了相当厚度，其下部层位才有可能保存下来。

（2）冰川（glacier）

冰川是高纬度或高山地区被冻结的积雪在自身重力作用下顺坡蠕动的冰流，是一种兼有塑性流和脆性流性质的特殊流体。山区冰川像河流一样也有干流和支流，也可分叉或相互汇聚，厚度可达数百米。高纬度或高原地区大面积的冰川（冰盖）的厚度可达千米以上，可一直延伸到海洋中。现代冰川总面积约占陆地面积的10%，约占全球淡水的85%，每年的移动距离为几米到几十米。冰川具有很强的侵蚀和搬运能力，搬运物质主要是陆源碎屑和风化中的不溶残余，它们通常在冰源区或在冰川通过的路径上从冰川底部或两侧边缘被封冻进来并在这些部位集中，有时也可因山体垮塌而堆积在冰川表面，尔后再被封冻而集中在冰川上部。随着冰川体积的增大或相互融合，封冻的碎屑物质也可出现冰川内部。像楼房般大小的巨大岩块也可从源区搬运到平原内部。搬运过程中，底部和两侧颗粒的裸露部分在强而缓慢的压剪作用下可发育特殊的冰川擦痕或磨光平面，其他部位的颗粒或裸露颗粒被封冻的部分几乎不会受到任何磨蚀。冰川融化以后，被搬运颗粒从中释放出来即形成冰川沉积物。产在大陆地区的冰川沉积物称**冰碛物**（till）。直接由冰川释放的物质通常是砾、砂、泥等的随机混杂，因此冰川本身没有机械分异作用。但冰川融化的冰水会流动，也可汇聚成冰水河或冰水湖，因而实际的冰碛物常常也有不同程度的机械分异，也可发育纹层状层理，斜坡上的冰碛物还可形成重力流而叠加上重力流的沉积特征。

当冰川推进到海洋而与大陆部分断开时，被游离出来的巨大冰块就成了**冰山**（iceberg），它将以漂移方式继续搬运内部的封冻颗粒。冰山的搬运机制很像竹筏，因而被形象地称为**冰筏**（ice raft）。大的冰筏在水中的出露面积可达几十到几百平方千米，因而冰筏沉积物可以有很大的分布范围。但是，由冰筏释放的细粒物质常会淹没在正常海水的背景沉积物中，只有释放的粗粒物质，尤其是中砾以上的颗粒才比较容易鉴别。冰筏砾石沉积时常常会“砸”进深海沉积物的表层，呈漂浮状产在背景泥中，同时引起背景泥质纹层变形（图15－11），有时它还带有特征的冰川擦痕，它们可以在一定层位富集，但富集层上下都不会有明确的边界。

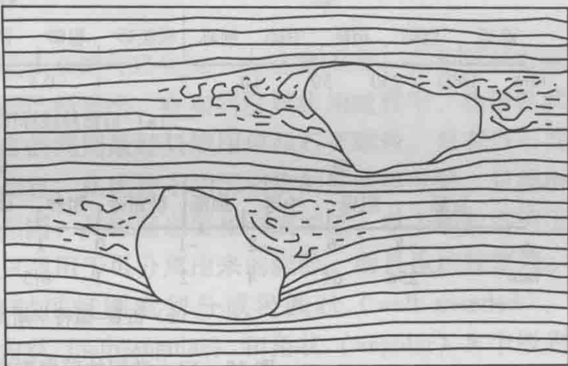


图15－11　冰筏沉积砾石使背景泥质纹层变形

冰川的进退和冰筏分布范围的伸缩直接受气候的控制，因而地质历史中冰碛物和冰筏沉积物的每次大面积出现都可指示区域性或全球性气候的一次冷暖交替。

（四）碎屑沉积物和碎屑结构

1. 碎屑沉积物的结构

碎屑沉积物的结构总称为碎屑结构，是指在一定动力条件下共生在一起的碎屑颗粒所具有的内在形貌特征的总和，其中包括粒度、分选度、圆度、充填样式和孔隙等几个方面。碎屑结构的形成受物理沉积作用的支配，二者之间存在很强的因果联系，因而碎屑结构就成了研究物理沉积作用的重要依据之一。

（1）粒度（grain size）

碎屑沉积物的粒度是指其中粒状碎屑的粗细程度，它是决定碎屑颗粒动力学行为的基本因素，对反映流体的动力特征具有重要意义。

单个碎屑的粒度通常用它的最大视直径 d（图15－12）来度量。常用的碎屑颗粒粒级划分标准主要有自然粒级和伍登－温特华斯（Udden-Wentworth）两种标准（图15－13）。自然粒级标准主要考虑了颗粒粒度大小与搬运方式之间的内在联系来确定粒级之间的界限

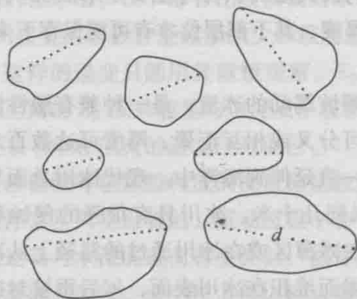


图 15－12 单个碎屑的最大视直径（虚线）

（参见前述“牵引流搬运方式的主控因素”相关内容）。伍登－温特华斯标准则考虑到自然界中沉积物粒度实际上是呈对数正态分布，为反映这一客观规律，将粒级间的界限界定为以1mm 为基数、公比为 2 的几何级数。克鲁宾（Krumbein，1934）随后将伍登－温特华斯标准进行了对数转换，提出以 ϕ 值来表示粒度的大小，即：

$$\phi = -\log_2 d$$

式中：d 为粒径（mm）。这样就将伍登－温特华斯标准转为整数，方便记忆和表述。这是目前国际上应用最广的一种粒度划分方案。此外，在国内油田等生产单位中还经常使用一种十进制标准，它与自然粒度划分方案相比，主要区别在于将砂与粉砂的界限置于 0.1mm，因为好的储油层粒径多在 0.1mm 以上，便于储油层的研究；将粉砂与泥的界限置于 0.01mm，即将粘土矿物开始出现的粒度上限作为划分界限。

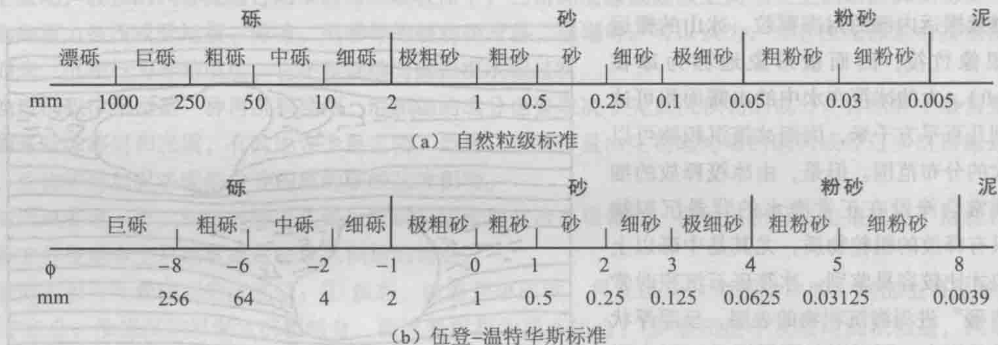


图 15－13 常用的碎屑颗粒粒级划分标准

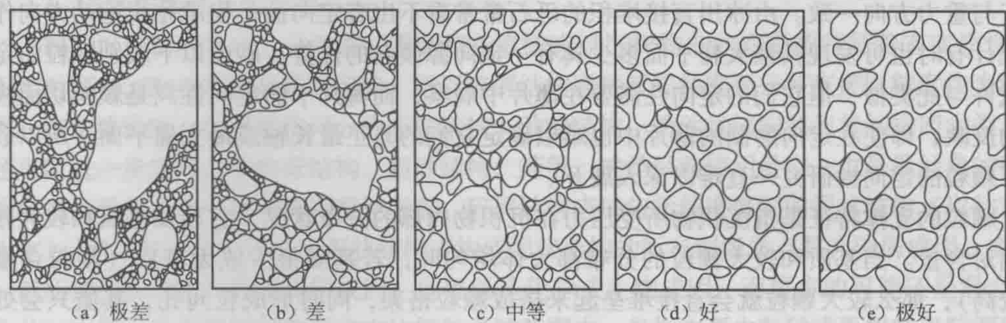
一般来说，在对碎屑沉积物的结构进行描述时，通常使用毫米值，这样比较直观；在对粒度作统计分析时多使用 ϕ 值，其最大优点是可将自然界粒度分布中的对数关系转化成线性关系，方便绘制各类粒度图件。

整个碎屑沉积物的粒度可根据统计学原理通过逐个测量足够多的、有代表性的一群颗粒，再用计算方法得到，但一般只按它的主要粒级确定而忽略其他颗粒的粒级。所谓主要粒级是指对沉积物整体粒度面貌起决定作用的那部分颗粒所占的粒级区间。当主要级粒为砾级时，其粒级区间最好在野外露头上测量或目估，若主要粒级是砂级或砂级以下，则既可在露头上目估，也可在显微镜下测量或目估。表面看，目估似乎很粗略，但对有经验的人来说，目估常常更能反映沉积物的整体粒度，尤其是野外或手标本目估，其观察面积大，代表性更强。

（2）分选度（sorting）

分选度又称**分选性**，指粒状矿物碎屑大小的均匀程度，它是流体在沉积作用中对粒度累积分异强度的衡量指标。这里有一个特殊情况是，当颗粒细小到细粉砂或泥级时，它们常常会受到较粗颗粒的阻挡或保护，它们还有很强的内聚性，这些都会使它们偏离粒度与动力学行为间的规律关系，尤其是它们一旦沉积下来常常要比砂级颗粒更难启动而重新搬运。鉴于此，沉积学中将与砂或砂级以上颗粒共生的细粉砂和泥级颗粒称为杂基或基质，其中的泥级

颗粒往往更多，故也称泥基。同样考虑颗粒的动力学行为，有人将粒度明显不连续而又与砾石颗粒共生的砂级颗粒也称为基质或确切地称为砂基（如为砂泥混合物，则称混基）。总之，分选度通常不包括基质颗粒在内。同粒度一样，分选度也可用统计学方法计算得到，但多数情况下只用目估的方法进行定性描述。这时，可将分选度划分为极好（very well sorted）、好（well sorted）、中等（moderately sorted）、差（poorly sorted）和极差（very poorly sorted）等5个级别，更粗略地可合并成好、中等和差三个级别（图15-14）。

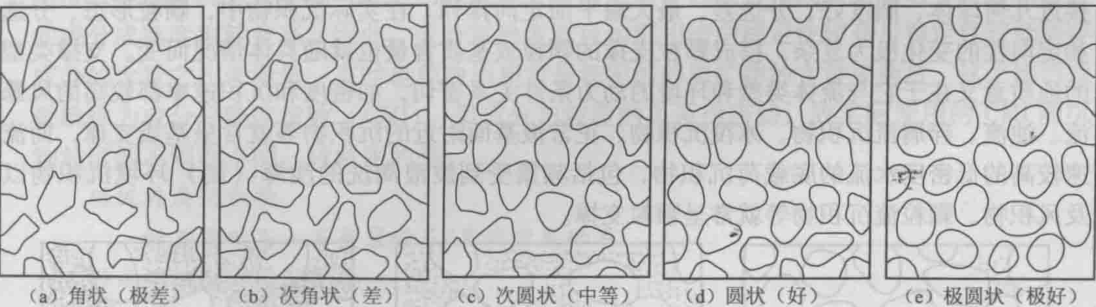


（a）极差　（b）差　（c）中等　（d）好　（e）极好

图15-14　碎屑颗粒分选度的目估分级

（3）圆度（roundness）

圆度指碎屑外表棱角被磨平的程度或表面的光滑程度，也称**磨圆度**，它是颗粒在沉积作用过程中累积磨蚀强度的衡量指标。前面已经指出，在相同沉积作用过程中，物理性状不同的颗粒达到的磨蚀强度不同，因而对圆度的判别最好只使用单晶石英颗粒，只有当石英含量很少时才可考虑使用单晶长石或岩屑。而且，在比较不同沉积物的磨蚀强度时，只能根据物理性状相同的颗粒，即不仅矿物种类要相同，其粒度也要相同或相近。单个颗粒的圆度可通过测量和计算其圆度指数来衡量，但这只适用于可分离出来的颗粒，而且也比较繁琐。对固结状态下的颗粒一般也只用目估。这时可将圆度划分成极圆状（well rounded）、圆状（rounded）、次圆状（sub-rounded）、次角状（sub-angular）和角状（angular）5个级别，也可粗略地合并为好、中等、差三个级别。整个沉积物的圆度级别可按大多数颗粒的圆度确定（图15-15）。



（a）角状（极差）　（b）次角状（差）　（c）次圆状（中等）　（d）圆状（好）　（e）极圆状（极好）

图15-15　碎屑颗粒圆度的目估分级

（4）充填样式（packing style）

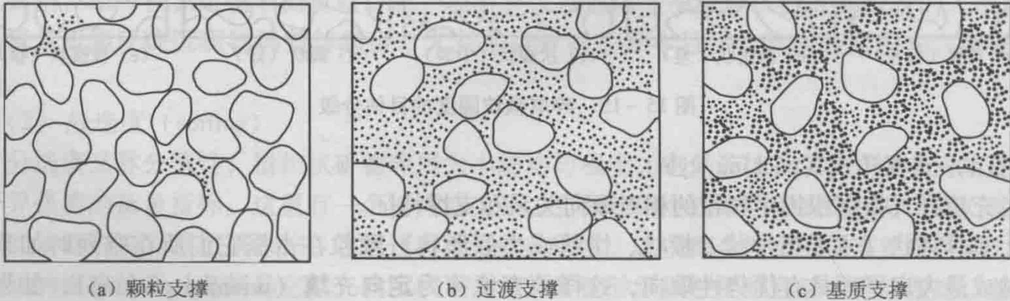
充填样式指沉积物中颗粒的相对取向关系和支撑特征。

非等轴状（主要指片状、板状、饼状或类似形状）颗粒在占据它们所在空间时如果最长轴或最大扁平面具有优势性取向，这样的充填称为**定向充填**（oriented packing），如果没有优势取向，则称为**非定向充填**（non-oriented packing）。沉积物中颗粒的取向取决于许多因

素。如搬运方式、沉积速率、流体密度、流速、沉积底面的坡度等，遵循的基本取向原则是力图使颗粒自身处于最稳定的力学平衡状态。现在，人们对砾级颗粒的定向性研究相对较多。已经知道在各种流体牵引力的作用下，沉积砾石的最大扁平面将趋向于与主牵引力方向反向倾斜（例如形成叠瓦构造），最长轴则趋向于随流速由低到高大致从垂直流向到平行流向转变。在某些重力流（如碎屑流、颗粒流）中呈悬浮搬运的砾石的最大扁平面可以趋向于与流体内部剪切滑动面或坡面平行，而在形成逆粒序的过程中，上部砾石的最长轴则会趋向于与重力方向一致。由冰川直接堆积的砾石常常看不出有定向性，但顺冰川运动方向作大量统计有时也可发现其最大扁平面多少具有一定向源倾斜的优势。砂或以下级别颗粒的定向性或许与此类似，但它们的定向性需要在薄片中观察，而薄片中的定向性只是颗粒切面视长轴的反映，即使在定向磨制的薄片中也难以确定它们的真正最长轴或最大扁平面，所以砂级以下颗粒的定向性研究一直难以深入展开。

颗粒的支撑特征是指沉积物所受压力在沉积物内部的分布状况，它涉及基质和较大颗粒的相对含量。当基质和较大颗粒的分布都大体均匀时，若基质很少或无基质（颗粒含量相对较高），那么较大颗粒就会直接堆垒起来搭成颗粒格架，同时形成粒间孔，基质只会处在粒间孔内。这时沉积物所受压力基本上只分布在较大颗粒相互间的接触部位，颗粒其他部位和粒间孔内的基质则不承受压力或只承受很小压力。若基质含量很高（或颗粒含量很少）以致较大颗粒被基质隔开而“漂浮”在基质背景中，这时沉积物的格架将由基质和较大颗粒共同搭接形成，它所受压力将会均匀分布在较大颗粒的整个表面上和所有基质中。这种由沉积物的基质和较大颗粒决定的对所受压力的支撑机制称为沉积物的**支撑类型**（supporting style）。上面第一种情况（单纯由较大颗粒搭成格架）称为**颗粒支撑**（grain-support），后一种情况（由基质和较大颗粒共同搭成格架）称为**基质支撑**（matrix-support）。有时，基质含量既不太多也不太少，较大颗粒有的直接架叠，有的又被基质隔开，这样的支撑称为**过渡支撑**（transitional support）（图 15 – 16）。

三种支撑类型中的基质或颗粒含量可以在相当大的范围内变化，其影响因素主要是颗粒的形态（包括圆度）、分选和定向性。例如，同样搭成颗粒支撑，下述原因就可使颗粒含量减少或基质含量增加：颗粒形态大大偏离几何球体（如片状、板状等）、圆度差、分选好、取向紊乱。类似地，下述原因可使颗粒支撑中的颗粒含量增高或基质含量减少：颗粒形态较接近几何球体、圆度好、分选差，最大扁平面定向排列。在实际沉积物中，颗粒形态、分选和定向性的变化极为复杂，搭成颗粒支撑的颗粒或基质含量也就随具体情况而变。支撑类型的地质意义在于它与流体类型和环境的动力条件关系密切，如密度和沉积速率都较高的风暴流、浊流、碎屑流沉积物、冰筏沉积物、正常浪基面附近的沉积物等就常呈基质支撑，而流速较高的低密度水流的底载荷沉积物，包括频繁受到波浪淘洗的浅海（湖）环境沉积物以及风积物、颗粒流沉积物等就常呈颗粒支撑。



(a) 颗粒支撑　　(b) 过渡支撑　　(c) 基质支撑

图 15 – 16　三种基本支撑类型

（5）孔隙（pore）

沉积物（或沉积岩）中未被固态物质占据的空间称为孔隙。作为一种结构特征，松散碎屑沉积物中的孔隙主要是指由颗粒（无论其大小）相互搭成的粒间孔隙（广义的粒间孔），又称原生孔隙，它不能离开颗粒实体而单独存在，因而孔隙只是沉积结构中的附属特征。在已固结的沉积岩中，孔隙类型比较复杂，它是地下水、天然气和石油等的运移通道和储存场所，是石油地质学的重要关注对象。

2. 碎屑结构的分类命名

碎屑沉积物的粒度、分选度、圆度和充填样式对沉积物的内在形貌特征都有实质性影响。但相对而言，粒度粗细是最醒目的，所以碎屑结构通常就按粒度划分并直接以粒度作为结构名称。按主要粒级，碎屑结构可分为砾状结构、砂状结构、粉砂状结构和泥状结构四大类。当然还可以进一步细分，如中砾结构、粗砂结构，等等。这是目前使用最广、也是最经典的碎屑结构分类。单纯从粒度序列的完整性考虑，碎屑结构应该包括粒度最细的泥状结构（以粘土矿物为主），但它并不意味着所有泥状结构或构成泥状结构的所有泥级质点都为碎屑成因。实际上，一般所指泥状结构可以是碎屑成因，也可以是化学或生物成因，而更多的可能还是混合成因。为此，本教材只将碎屑结构限定在比较狭义的范围内，专指主要由粉砂或更粗粒级陆源碎屑构成的结构，而将主要由泥级质点构成的泥状结构独立出来，这既比较符合人们常常分开使用“碎屑”和“泥”这两个术语的习惯，也有利于在概念上突出不同泥的不同成因。

（五）*碎屑沉积物的成熟度*

碎屑沉积物的主要物质来源于母岩风化，它们在沉积作用中还会继续遭受各种物理、化学作用，因此，沉积物的成分和结构要受风化强度和沉积作用中物理、化学作用强度的共同控制。就一般规律而言，两种作用强度都与作用条件和作用时间有关，总趋势是随时间延长而逐渐增强，所形成的沉积物也将在成分和结构上向着某种理想的终极状态趋近。实际沉积物与这种理想终极状态的接近程度就称为它的**成熟度**（maturity）。它包含成分成熟度和结构成熟度两个方面。

1. 成分成熟度（compositional maturity）

成分成熟度也称矿物成熟度，指碎屑沉积物中碎屑成分与稳定成分极端富集的终极状态的接近程度。沉积物中相对稳定的碎屑成分含量愈高，其成分构成愈接近这个终极状态，它的成分成熟度也就愈高。因此，成分成熟度就可用沉积物中稳定性较高与稳定性较低的碎屑成分的含量之比来衡量，有时也单独用相对最稳定的碎屑矿物的含量来衡量，这个比值或含量就称为成分成熟度指数（CMI）。但成分与粒度的关系很密切，故实际使用的 CMI 随沉积物粒度的不同而不同。较常用的是：

砾级碎屑沉积物

燧石岩砾石+石英岩砾石/其他岩类砾石

砂或粉砂级碎屑沉积物

单晶石英/单晶长石

单晶石英+燧石岩屑/单晶长石+其他岩屑

锆石（zircon）+*电气石*（tourmaline）+*金红石*（rutile）（%）（*也称* ZTR *指数*）

泥级碎屑沉积物

Al_2O_3/ Na_2O（*二者均为化学分析结果*）

上述比值（或含量）愈高，沉积物在成分上就愈成熟。成分成熟度与沉积物形成时的气候背景和构造背景有关。按背景控制的一般原理，当包括母岩区和沉积盆地在内的整个构

造体系活动强烈时，剥蚀速度加快、搬运距离缩短，埋藏速度增高，气候的影响将退居次要位置，常常形成低成分成熟度的沉积物。只有在整个构造体系活动平稳缓慢时，相对湿热或干冷的气候才会分别有利于形成成分成熟度较高和较低的沉积物，这时母岩风化强度的影响常常是主要的。实际工作中，在比较成分成熟度的高低时，必须在相同粒度的沉积物之间使用相同的 CMI 值进行比较。

2. 结构成熟度（textural maturity）

结构成熟度指碎屑沉积物与无基质、分选、磨圆都极好的终极状态的接近程度。Folk（1951）曾将结构成熟度划分为不成熟、次成熟、成熟和极（超）成熟 4 级（或 4 期），陈屏杨（1968）又增加了极不成熟一级（表 15－1）。目前，这种分级方案仍被广泛采用。

表 15－1　碎屑沉积物的结构成熟度分级及其与沉积环境的关系

成熟度分级	结构特征			可能的沉积环境
	圆度	分选	基质含量/%	
极不成熟	差	差	>15	大陆泥石流、洪积、冰碛
不成熟	差	差	5～15	洪积、河流、浅湖
次成熟	差	中等	<5	洪积、河流、浅湖、风成沙丘
成熟	中等	好	<5	河流、风成沙丘、海滩
极成熟	好	好	<5	风成沙丘、海滩

（据 Folk，1951；陈屏杨，1968，综合和简化）

结构成熟度的内涵表明，所有影响基质含量和分选、磨圆的因素都将影响结构成熟度的高低，其中最重要的是剥蚀埋藏速度、搬运时间、距离和方式以及淘洗强度。高的剥蚀速度、短时间、短距离和悬浮搬运以及缺少淘洗显然更容易造成低的结构成熟度，反之，缓慢的剥蚀速度、长时间、长距离和滚、跳动搬运方式以及充分淘洗将有利于提高结构成熟度。综合看来，这些因素既要受整个构造背景的控制，也要受局部环境的控制，因而不同的结构成熟度可能与构造背景和沉积环境建立起某种联系，特别是可与环境中的某个动力学因素建立联系。这正是结构成熟度的地质意义所在。

但是，结构成熟度所涉及的分选、磨圆和基质含量在自然界并不像表 15－1 划分的那么简单。例如，有些沉积物分选、磨圆都比较差而基质含量却比较少，或者分选、磨圆都比较好而基质含量却比较高等，这样的沉积物在成熟度分级中就没有位置。遇到这种情况，通常可偏重考虑圆度来决定它的成熟度级别，而将分选或基质含量只看成是某种“异常”。例如，在山麓附近的砾级洪积物中，砾石均比较粗大，因搬运距离短而多呈角状或次角状，由它们搭成的较大粒间孔可像筛孔一样成为渗透水的通畅通道，其他砂泥等较细颗粒很容易随渗流水流失，这样就可形成较差的分选磨圆和较少基质的沉积物。这种沉积物称为**筛余沉积物或筛积物**（sieve deposits）。又如在海滩环境，在潮汐反复冲刷淘洗下，颗粒的圆度较高，基质的含量也很少，但进潮与退潮的能量差异也可能使分选降低，或者具有较高分选、磨圆的沉积物经再沉积与其他层位或环境的泥质沉积物混合，或者直接被偶发性强水流带进附近相对低凹安静（如潟湖）水体中与更细粒的沉积物为伍从而导致分选下降或出现较多基质，等等。在更广泛的意义上，这种原本具有较高结构成熟度的沉积物由于某种原因使分选变差或基质含量增高的现象称为**结构退变或结构倒转**（texture reverse）。筛积和结构退变都是结构成熟度的重要补充，都是与某种较特殊的环境条件联系在一起的。可见，异常现象和正常现象至少具有相同的成因意义，有时异常现象的成因意义可能更大。

二、化学沉积作用和化学沉积物

在地壳表层，在化学和物理化学规律支配下，物质以离子状态迁移、再结合成固态物质的过程称为化学沉积作用。

化学沉积作用的前提是物质在水中离解成离子或分散成胶体成为真溶液或胶体溶液。这种物态的转变在任何有水的地方都可发生，主要发生在地表风化带中，是靠风化时的化学反应实现的。由于水具有极强的流动性和浸润性，也由于离解离子和胶体离子具有自动均一它在溶液中浓度的趋势，所以它们一旦进入到水中实际就已处在了迁移（或被搬运）状态。地壳中的所有元素都可以以离子状态搬运，除 H^+、OH^- 以外，主要是金属阳离子、酸根阴离子（或络阴离子）和各种各样的胶体离子等。其中数量较多、对沉积岩有重要意义的是 K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mn^{2+}、CO_3^{2-}、HCO_3^-、SO_4^{2-}、SiO_4^{4-}、Cl^-，以及粘土、$Al(OH)_3$、$Fe(OH)_3$、MnO_2、SiO_2、腐殖质等胶体。金属阳离子和酸根阴离子可独立搬运，也可被胶体吸附随胶体搬运。宏观上，搬运是随地表和地下径流向汇水盆地进行的，而湖泊和海洋则是它们最重要的存储库。搬运过程中，若遇条件适宜，它们之中的相关成分就会彼此结合，再次通过物态转变形成某种矿物而沉淀出来，因而化学沉积作用的实质就是物质的溶解（包括形成胶体）和溶解物质的沉淀作用，其间涉及的物态变化不仅使搬运物与沉淀物不同，也使沉淀物与提供该沉淀物所需离子或胶体的原始母质失去了联系。显然，由化学沉积作用形成的矿物都是自生矿物。

（一）真溶液的沉积作用

概略而言，物质是从真溶液形式搬运还是从真溶液中沉淀出来或以何种矿物沉淀出来主要是一个**溶解度**（solubility）或**溶度积**（solubility product）问题，它所遵循的总的原则是当溶液中相关离子的浓度达到或超过某矿物的溶解度（或溶度积）时，它们就会彼此结合形成这种矿物而沉淀。

在常温常压下，按溶解度大小，可将矿物粗略地划分为易溶矿物和难溶矿物两大类：

1. 易溶矿物溶解和沉淀的控制因素

易溶矿物主要是碱或碱土金属阳离子和强酸阴离子结合成的矿物，如芒硝（$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$）、石盐（NaCl）、钾盐（KCl）、石膏（$CaSO_4 \cdot 2H_2O$）等。它们的溶解度很大，溶解速度很高，地表天然水溶液只有在强烈蒸发使相关离子浓度达到很高而成为卤水时，它们才会沉淀出来，溶液一旦稀释，它们又会马上离解。虽然温度等条件可以稍稍改变它们的溶解度，但这种改变对它们的易溶性没有任何影响。根据它们的特殊沉淀条件，这类矿物常被称为**蒸发矿物**（evaporite mineral）。

2. 难溶矿物溶解和沉淀的控制因素

难溶矿物主要指氧化物、钙镁铁碳酸盐、硫化物、硅酸盐等。这类矿物溶解度很小，溶解速度很低，但溶解度却受溶液条件的影响很大，其中主要是溶液的 pH 值、E_h 值和温压条件。

（1）溶液的 pH 值

pH 值又称**酸碱度**（acidity-alkalinity），通常将 pH =7 视为中性，pH <7 视为酸性，pH >7 视为碱性。pH 值影响难溶矿物溶解度的一般规律是，当 pH 值降低时，酸性元素化合物（如 SiO_2 等）的溶解度减小，碱或弱碱性元素化合物（如 $CaCO_3$、Fe_2O_3 等）溶解度加大，pH 值升高时则相反（图 15－17）。在溶液已含有足够多的

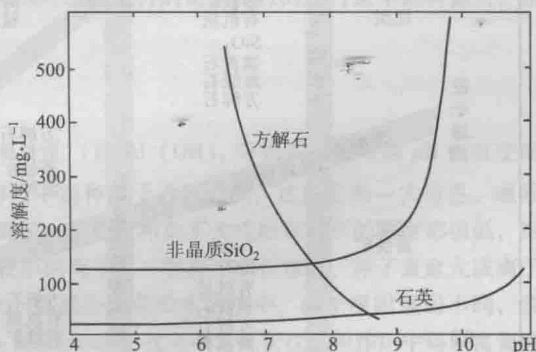


图 15－17　25℃时方解石、非晶质 SiO_2 和石英的溶解度与 pH 值的关系

（据 Blatt，1972）

有关离子的情况下，溶解度减小的化合物就会沉淀出来，而溶解度加大的化合物则会离解。天然水溶液酸度增高主要是有更多的酸性气体（CO_2、SO_2、H_2S）或有机酸性物质（如羧酸、酚类等）溶解于水的结果，这些物质常常是由有机质腐烂、降解或火山喷气等排放出来的。天然水溶液碱度增高主要是因为溶入了较多碱或碱土金属阳离子（K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}）的缘故，它们大多是通过有关矿物的水解、重碳酸盐化而进入水溶液的。低等藻类行光合作用大量消耗水中的 CO_2 也是使环境水体碱性增强的重要原因。大陆地区风化带地表水或河水因溶有少量 CO_2 和有机酸，pH 值大多稍小于 7（中到弱酸性），而海水和部分湖水的 pH 值则多在 8 以上，有时还更高，所以钙镁碳酸盐就常在海洋和部分湖泊中沉淀出来，而如果没有特殊原因，海水中就没有溶解态 SiO_2 沉淀。

（2）溶液的 E_h 值

E_h 值即溶液的**氧化－还原电位**（redox potential），是溶液氧化性或还原性强弱的衡量指标，E_h 值愈大，氧化性愈强，E_h 值愈小，还原性愈强。$E_h>0$ 视为氧化条件，$E_h<0$ 视为还原条件。E_h 值只对变价元素如 Fe、Mn、S 等化合物的溶解度有影响。Fe、Mn 等高价态化合物（Fe_2O_3、MnO_2）比低价态化合物（如 FeO、MnO）溶解度小得多，因此在氧化条件下，溶液中的 Fe、Mn 就易以高价态化合物沉淀（图 15－18）。相反，S 等非金属元素的高价态化合物（如 $FeSO_4$）易离解成含氧酸根络阴离子，其溶解度要比低价态化合物（FeS、FeS_2）大得多，因而在还原条件下，溶液中的 S 易以低价态化合物沉淀，这就是为什么常将赤铁矿（Fe_2O_3）和白铁矿（FeS）、黄铁矿（FeS_2）分别看成是氧化和还原条件的指示性矿物的原因。在沉积水环境中，导致溶液 E_h 值改变的主要原因是其中游离氧的含量变化。与大气广泛接触的水环境或与这种水有通畅循环关系的水环境，由于有无限 O_2 的供应而成为典型的氧化环境。与大气隔绝的水环境（如沼泽泥内部、停滞的深海、深湖等）常为还原环境。在深海、深湖中，表层水与大气接触且循环良好，底层水与大气隔绝且安静少动，会在某一深度上存在一个**氧化－还原界面**（oxidation-reduction boundary）。决定该界面深度的因素除循环性以外，还有温度、盐度等，通常温度、盐度愈高，界面深度愈浅。据现代黑海的资料，界面深度大致不超过 150m（Gaspers，1957），而在开放的太平洋中部，由于有底流和洋流的影响，在 4000～5000m 深处仍然是氧化条件。在还原环境中，细菌对氧的消耗起着重要作用，不仅有喜氧细菌吸取游离氧，还有厌氧细菌吸取化合物中的结合氧（例如它

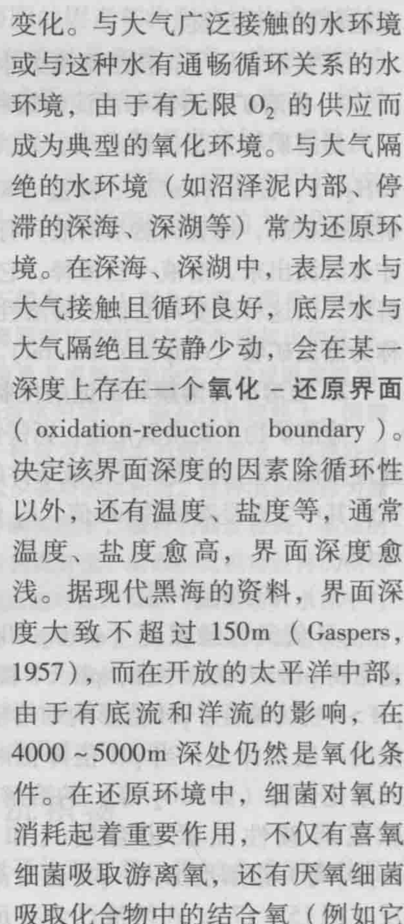


图 15－18　矿物的化学沉淀与 E_h－pH 值的关系

（据 Krumbein & Garrels，1952）

可将 SO_4^{2-} 还原为 H_2S）。另外，E_h 值与 pH 值也有关，因而含变价元素化合物的溶解或沉淀实际是受 E_h 和 pH 值的共同控制的（图 15－18）。

（3）溶液的温压条件

在其他条件相同时，物质的溶解度一般随温度升高或压力降低而减小，这一点对溶液中 Ca^{2+} 与 CO_3^{2-} 是否能结合沉淀具有重要意义。实际上，温度升高或压力降低将减小 CO_2 的溶解度导致 pH 值上升，结果 $CaCO_3$ 的溶解度下降，相反，温度降低或压力升高导致 pH 值下降则会加大 $CaCO_3$ 的溶解度。石灰岩地区地下溶洞的发育和溶洞内钟乳石、石笋等的形成就与地下水承受压力的变化有关。在深海区，随深度加大，水温降低，水压则增高，$CaCO_3$ 的溶解度将随之加大。当水深达到一定程度、$CaCO_3$ 的沉淀和溶解达到平衡以后，就没有多余的 $CaCO_3$ 沉淀出来，从表层水沉降到这一深度的 $CaCO_3$ 也将被溶解。该 $CaCO_3$ 分布的最大可能深度称为**碳酸钙的补偿深度**（carbonate compensation depth，简记为 CCD）。现代海洋的 CCD 大致在 4000～5000m 范围内，在它之下没有 $CaCO_3$ 沉积（主要是粘土质软泥、硅质软泥等），除非来自补偿深度以上的 $CaCO_3$ 的堆积速率超过了它的溶解速率（如碳酸盐浊流沉积）。

溶解度对真溶解沉淀的控制具有普遍意义，但沉淀是否真的能够发生则还有更深层次的原因，海水中钙镁碳酸盐的沉淀就是一个典型例子。自然界常见的钙镁碳酸盐有 4 种：文石、低镁方解石（即通常所指的方解石）、高镁方解石和白云石。文石和低镁方解石几乎都是纯的 $CaCO_3$，但低镁方解石为三方晶系，文石为斜方晶系。高镁方解石和白云石都是三方晶系，可共用 $Ca_xMg_{1-x}CO_3$ 来表示，高镁方解石的 x 多为 0.8～0.9，晶格中 Ca、Mg 完全无序排列，白云石的 x 为 0.5～0.55，晶格中 Ca、Mg 呈有序或部分有序排列。如果只考虑离子浓度，现代表层海水对这 4 种矿物都是过饱和的，事实上，直接从海水中沉淀的主要是文石和少量高镁方解石，很少直接沉淀低镁方解石，尤其不能直接沉淀白云石。现在认为这种现象与化学动力学因素有关。海水中，Mg^{2+}/Ca^{2+} 的浓度比平均在 5∶1 以上，它们在一定条件下可以呈类质同象替换，但当 $CaCO_3$ 呈斜方晶系（文石）成核时，Mg^{2+} 却不能替换 Ca^{2+} 进入晶格，因而文石得以顺利沉淀，而当 $CaCO_3$ 呈三方晶系成核时，Mg^{2+} 就有了较多替换 Ca^{2+} 的机会从而就抑制了低镁方解石的沉淀。另一方面，水是一种弱极性分子，Mg^{2+} 和 Ca^{2+} 在进入晶格之前都会被水分子的负极端吸引形成水合离子，但 Mg^{2+} 的离子半径（0.65Å，1Å＝0.1nm）比 Ca^{2+} 的离子半径（0.99Å）小，而 Mg^{2+} 的水合离子半径（10.80Å）又比 Ca^{2+} 的水合离子半径（9.60Å）大，这就使得 Mg^{2+} 从水合离子中挣脱出来进入晶格要比 Ca^{2+} 更困难，结果是进入晶格的 Mg^{2+} 明显少于 Ca^{2+}，从而沉淀出高镁方解石，但沉淀难度显然大于沉淀文石。更重要的是，Mg^{2+} 对 Ca^{2+} 的替换是随机的，即使进入晶格的 Mg^{2+} 再多，也不可能直接沉淀出有序的白云石。由此可见，只有在 Mg^{2+} 比 Ca^{2+} 的浓度更低的条件下（如在淡水中）才有可能直接沉淀出低镁方解石。

化学动力学因素对许多化学过程都有影响，尤其对缓慢进行的化学过程的进行速率影响更大，在化学沉积作用中是一个不可忽视的重要因素。

（二）胶体溶液的沉积作用

风化带中形成的胶体本身在搬运途中一般没有变化（除 $Al(OH)_3$ 等两性胶体可因 pH 值改变而发生电性符号的改变以外），但它吸附的离子却可与溶液中别种离子进行交换，这是它的一大特色。通常情况下，溶液中浓度较大的离子可以交换浓度较小的离子，若浓度相差不大或所有离子的浓度都很低，则总的交换趋势是吸附强度较大的离子可交换吸附强度较小的离子。一般离子电价愈高、原子量愈大或离子半径愈大（或水合离子半径愈小），其吸附强度也愈大。在成分复杂的水溶液中，由于吸附强弱不同，胶体优先吸附某种离子的作用称为**选择性吸附**（selective absorption），这是微量元素在沉积作用中得以富集的重要机理之一，尤以粘土和腐殖质负胶体的沉积学意义最为重要。粘土数量巨大，粘土胶体不仅对金属阳离子具有很强的吸附能力和交换能力，其胶核边界处在结构单元层间的阳离子也可进行交换。地壳中钾和钠的含量相差不大，如岩浆岩和变质岩中平均 K∶Na＝1∶1.02，但粘土对 K^+ 的选择性吸附却使风化中析出的

K^+大多富集在粘土质沉积物中，而Na^+则更多地进入了海洋，结果海水中平均 K: Na = 1: 28.5。然而不同粘土矿物的吸附或交换能力（以胶体质点单位面积可吸附或交换的离子的摩尔数计）并不相同，如蒙脱石、伊利石和高岭石的交换能力之比就大致为 10: 2.5: 1。腐殖质胶体是一种大分子化合物，化学性质很稳定，它的重要意义在于它可被 $Fe(OH)_3$ 等正胶体吸附，并在正胶体外围形成一层保护膜，当腐殖质含量较高时，正胶体和这层保护膜还可改变电性符号成为负胶体搬运到十分遥远的地方。

胶体所带电荷如被中和就会从溶液中沉淀出来形成**凝胶体**（jel）。这种作用称为胶体的**絮凝作用**（flocculation）。能使胶体发生絮凝作用的物质称**凝结剂**（flocculant），它们可以是异电性的胶体离子，也可以是异电性的离解离子。只有当凝结剂的浓度达到或超过某一数值时絮凝作用才会发生。刚刚沉淀出来的凝胶体暂时还只是悬浮在溶液中的、由极细小固态物质构成的松散联结体（或称网状体），其机械强度很低，通常只能在水动力条件很低的环境中沉积，主要的沉积环境可分为三类：

◎ *风化带内部*：尤其是在温暖多雨、地形起伏不大的土壤层中，这里是胶体离子和离解离子的原产地，离子浓度常常较高，胶体沉积常在其他颗粒表面形成胶膜（如有机质膜、粘土膜、氧化铝膜等）或发育成结核或豆粒。

◎ *沼泽地带*：富含粘土胶体的沉积物常常在这里形成粘性很强的"淤泥"，如果原胶体的吸附离子对人体健康有利，这种淤泥就可用于"泥浴"，而当某种吸附的微量元素达到一定富集程度时还可供开采提炼（如形成铀矿）。

◎ *海洋和某些湖泊中的某些低能地带*：海洋和某些湖泊中的大量离解离子常常是正负胶体的有效凝结剂。例如，当河流带有比较丰富的硅质、铁质胶体时，在河口三角洲的间湾、前三角洲等处就可发生胶体的絮凝作用和沉积作用形成硅质、铁质结核或团块产在泥质、粉砂质沉积物中。在大洋底部广泛分布的玛瑙纹状铁锰结核可能也与胶体的絮凝作用有关。能导致胶体发生絮凝作用的其他原因还有蒸发浓缩、较大的 pH 值波动和辐射、放电等。

（三）化学沉积分异

普斯托瓦洛夫（Пустовалов）在提出机械沉积分异的同时也提出了**化学沉积分异**（chemical sediment differentiation）。普斯托瓦洛夫认为，母岩风化的溶解物质因受化学原理的支配会在不同条件下沉淀出不同化合物，并给出了氧化物－硅酸盐－碳酸盐－硫酸盐－卤化物的大致沉淀顺序（图 15－19）。应该说，化学沉积分异也是沉积学中的一条基本规律，只是受到认识水平的限制，当时对这一规律的内涵还缺乏全面深入的理解，只局限在某个具体的沉积盆地以内。今天看来，在整个表生带内的广义化学沉积作用中，所有化学过程都是严格受作用条件控制的，条件的改变迫使溶解消失的矿物和新形成的矿物或矿物组合发生改变，分异也就同时出现。在大陆风化带，母岩中的易溶成分不断流失，强烈的氧化使其中的铁锰成分氧化成高价氧化物留在风化带内形成风化壳，这个过程实际就是易溶成分和难溶成分的一次分异过程。在较碱性条件下，铝硅酸盐矿物（如高岭石粘土）在去硅作用下失去硅而留下氧化铝矿物，硅铝也就发生了分异，如此等等。从一般意义上讲，表生带中的任何矿物都有它稳定存在的条件范围，超出了这个范围它就不能形成或被分解，这个范围就像屏障一样限制了它们的分布，这就是图 15－18 图中**碳酸盐障**（carbonate fence）、**硫化物障**（sulphide fence）等的深刻含义。该图实际就是一张化学沉积分异图。

正像机械沉积分异常常不能彻底一样，化学沉积分异也不是绝对的，其主要原因是许多天然进行的化

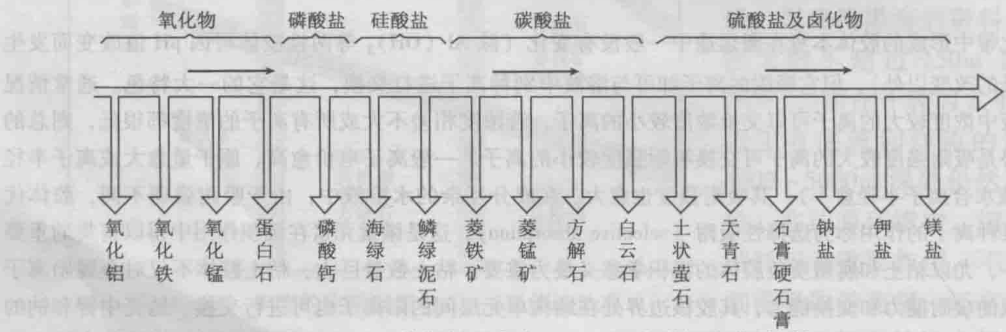


图 15－19　普斯托瓦洛夫（1954）化学沉积分异图解

学过程都比较缓慢，一定条件下的分异常需要一定时间的累积才比较明显或接近最后完成。

（四）化学沉积物和化学结构

单纯由化学沉积作用形成的沉积物称为化学沉积物。按现代沉积学的观点，狭义的化学沉积物并不多见，它主要是由蒸发矿物构成的沉积物以及某些硅质、磷质等沉积物，也包括更少见的**泉华**（sinter），如**硅华**（geyserite）、**石灰华**（adarce）等，然而人们习惯上却将更多地壳表层（包括风化带）中的沉淀物都看成是化学沉积物，例如喀斯特溶洞中的钟乳石和先成沉积物被彻底交代或重结晶的产物等。也就是说，通常所说化学沉积物实际已有相当广泛的含义，是指广义的化学沉积物。在构筑方式上，化学沉积物受溶液性质、结晶条件等诸多因素的控制，可以是均一的，也可是纹层状或条带状的。

所有化学沉积物都是某种结晶过程的直接产物，因而广义的化学沉积物在结构上就与结晶岩（如岩浆岩）相似，不同的是，化学沉积物都是在低温低压条件下形成的。这种在低温低压条件下，由水溶液沉淀作用、彻底交代作用、重结晶作用或其他化学作用直接形成的结构总称为化学结构或结晶结构。多数情况下，化学结构的构成矿物都很单一，或者矿物中的主要成分都是相同的。

化学结构可仿照结晶岩结构划分为非晶质结构、隐晶质结构和显晶质结构三大类。① 非晶质结构相当于结晶岩的玻璃质结构，由凝胶体脱水形成的非晶质体（如蛋白石、胶磷矿等）构成。非晶质结构在埋藏条件下很不稳定，易向晶质结构转化。② 隐晶质结构属晶质结构范畴，但单个晶体还很细小而难以分辨，其中纤细的隐晶（如玉髓、隐晶磷灰石、隐晶菱铁矿等）可排列成扇状或放射球粒状集合体，这种结构也可称扇状（放射状）结构或球粒结构。隐晶质结构可由非晶质结构转化而来，也可由交代作用或水溶液的沉淀作用直接形成。③ 显晶质结构由彼此镶嵌的较粗大晶体构成，按主要晶粒大小（图 15－20）可进一步划分为极粗晶、粗晶、中晶、细晶、极细晶和微晶结构，也可按晶粒的相对大小或自形程度划分成等粒、不等粒、似斑状或自形、半自形、他形晶等。显晶质结构可由水溶液的沉淀作用直接形成，这时溶液浓度通常不高，沉淀速度也比较缓慢，而且沉淀愈慢形成的晶体愈粗。显晶质结构也可由重结晶或交代作用形成。某些晶体粗大的结构常常是由晶体较细小的结构或某种非化学结构重结晶形成。

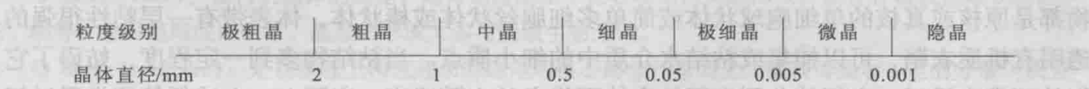


图 15－20　化学沉积物晶体粒度分级

三、生物沉积作用和生物沉积物

由生命活动直接或间接造成的物质迁移和聚集作用称生物沉积作用。从现在掌握的资料看，至少从太古宙中晚期开始生物就已遍布在了世界各地的海水中，可能不晚于泥盆纪生物已蔓延到了陆地。现在在地下 1000m 以下的深度也仍然有生命存在。生物的广泛时空分布意味着它必定既是狭义、也是广义沉积作用中的能动因素。地球上的任何生物，包括人类在内，都是生物沉积作用的主体，而在地质历史中具有重要造岩意义的生物还是植物、水生无脊椎动物和细菌。无论在分布时空还是在个体数量上其他生物都不能与它们相比。

（一）生物沉积作用方式或途径

生命的实质就是生物能动地利用外部物质和能量在分子到整个个体的多个层次上进行自

我复制。生命活动绵延不绝，生命现象千奇百怪，但从沉积学角度看，它主要通过三种方式或途径来实现物质的迁移和聚集。

1. 生物化学

从本质上讲，生物个体内由生命活动制造任何有机质或矿物质的方式都是生物化学方式。例如植物通过光合作用将 CO_2 和 H_2O 合成为碳水化合物，动物通过消化食物、吸取水分、利用离解离子合成自己的软体、骨骼、外壳等。生物死亡后，其遗体就成了生物性沉积。陆生和部分水生植物的堆积可转化成泥炭或煤，许多动物的骨骼或外壳可形成生物礁或贝壳滩等。生物化学涉及到复杂的物质相态和能量的转化，往往不符合一般无机化学的作用规律。例如在同一环境中，不同生物制造的钙镁碳酸盐骨骼或外壳可以是文石质，也可以是低镁方解石或高镁方解石质（但无白云石质）；硅质生物可以在离子浓度很低的水体中有效吸取硅制造硅质骨骼、磷质生物可吸取钙和磷制造磷酸钙质骨骼，许多藻菌类体内的微量元素浓度可以是它周围海水中浓度的几百到几十万倍；当生物吸取相同元素（如 O、C 等）时，还会对其中的重同位素，如 ^{18}O 或轻同位素如 ^{12}C 吸取得更多一些从而造成生物体与环境之间的同位素分馏；某些生物（主要是微生物）可以吸取放射性元素铀，半导体元素锗、硒，贵重金属金、银等。尽管这个过程的许多细节还不清楚，但在地表物质的重组中，生物化学无疑起到了固定或富集某些成分的特殊作用，其沉积学意义是十分巨大的。

2. 改变环境的物化条件

在生物从环境中吸取或向环境中排放某些成分的同时它也在改变环境条件，结果可能会加速某些化学反应的进程或控制某些反应的进行方向，在等低蓝绿藻和细菌等微生物的生命活动中这一点显得尤为突出。例如低等蓝绿藻行光合作用消耗 CO_2 可使环境水体 pH 值上升；细菌分解有机质排放 NH_3 可提高 pH 值，排放 CO_2、H_2S、H_2 可降低 pH 值；在封闭环境中细菌对氧的消耗可降低 E_h 值等。可以认为，在所有依赖一定 pH 值或 E_h 值的天然化学反应中，微生物都可以成为活的催化剂。这种受生物影响或控制的无机化学过程被看成是间接的生物化学作用。许多化学沉积物，如海湖环境中从水中析出的许多泥级 $CaCO_3$ 质点、沼泽环境中的黄铁矿、围绕生物软体形成的硅质结核等都与这种作用有着千丝万缕的联系。

3. 机械捕集或粘结

这是低等藻类（如蓝绿藻）和某些细菌（可合称为藻菌类）独有的作用方式。这类生物都是原核或真核的单细胞球状体或简单多细胞丝状体或棒状体，体表带有一层粘性很强的透明有机质衣鞘，可以捕集或粘结水介质中的细小质点。当粘结物多到一定程度，妨碍了它们的正常生活时，它们就分裂出新的个体而将老的衣鞘遗弃。实际上，上述低等藻类通过间接生物化学作用促使环境水体析出的泥级 $CaCO_3$ 质点有些就被粘结到自己的衣鞘上。无数个藻体附着在地表（近岸地面或水下）生长繁殖可形成大面积的**藻席**（algal mat），附着在其他颗粒上可形成**藻包壳**（algal coating），自由藻体相互粘结则可形成游移状**藻团**（algal lump），相应的也就富集了这些泥级 $CaCO_3$ 质点。有些厌氧铁细菌依靠氧化 Fe^{2+} 所释放的能量生活，有些具硅质骨骼的藻类（如金藻）营光合作用释放 O_2 使 Fe^{2+} 转变成 Fe^{3+}，它们都可粘结沉淀出来的高铁氧化物形成铁质或铁与硅质的共同沉积。类似作用对其他难溶矿物的化学沉积可能也有重要意义。这种兼有间接生物化学和粘结的沉积作用具有非常久远的地质历史，很可能在生命诞生的同时或初期就已开始了，地球上已知最古老的生命遗迹就是通过这种方式被保存在 38 亿年前的铁质岩中，而且相同的作用一直到今天仍在继续。

除了上述三种方式以外，生物还可通过对先成沉积物的钻孔、扰动，对骨骼、泥砂性食物咀嚼、消化时的机械研磨，对流水、波浪等的阻挡等方式实现或影响沉积作用进行。

在三大类沉积作用中，生物沉积作用无疑是一种较为特殊的沉积作用。

（二）生物沉积物

生物的广泛时空分布和多种沉积作用方式使得许多沉积物或多或少、或直接或间接与生命活动有关，但并不是所有这些沉积物都可称为生物沉积物。按照现在比较流行的观点，这里只将主要由原地生物遗体、遗迹及其相关产物构成的沉积物才视为生物沉积物，而将主要由游移的生物硬体、粪粒、藻团等构成的沉积物看成是复合沉积作用的结果。那些由间接生物化学方式形成的沉积物则仍属化学沉积物的范畴。

在普通沉积岩石学中，典型的生物沉积物主要指生物礁和藻叠层。

1. 生物礁（organic reef）

通常所说的生物礁是指以原地生长繁殖的造礁生物为格架，另有喜礁生物或其他相关沉积物共同参与形成的具有抗浪作用的水下隆起（厚度大于它的同期沉积）。成因相同，但缺少抗浪作用的低矮舒缓的水下隆起称**生物丘**（bioherm）。若隆起也不明显，只呈大致扁平的透镜状或宽板状的生物沉积则称**生物层**（biostrome）。然而，隆起高低很难有客观的划分标准（有人曾根据统计提出以高/宽 > 1/30 作为生物礁的标准），所以从沉积学角度出发，许多人将生物丘就看成是生物礁的同义语，甚至将生物层也看成是一种生物礁，称为**层礁**（stratigraphic reef）。不管隆起高低或术语使用上有何差异，它们在生物原地生长繁殖这一点上则是共同的。

生物礁有许多类型，如按主要造礁生物就有珊瑚礁、海绵礁、苔藓虫礁等。在沉积学中，更多地还是按礁的外部形态和发育的环境位置来划分，较为常见的有点礁、塔礁、环礁、岸礁和堡礁等。**点礁**（patch reef）也翻译为斑礁或补丁礁，是一种小型、孤立的礁体，直径多不超过 1km，常发育在浅海或深湖中，也可能只是某个大型礁体（如环礁）的一个构成部分。**塔礁**（pinnacle reef）也是孤立的，高可超过 100m，顶部平坦，面积可在 $2km^2$ 以上，出现在深水环境，是伴随海底不断沉降形成的。**环礁**（atoll）大体呈圆台状，礁体沿台顶周边发育而将台顶围成一个潟湖，台顶直径可从 1km 到超过 130km，发育在大洋或陆架上的开放海域中。**岸礁**（shore reef）又称**裙礁**（apron reef），是一种与海岸相连，又与海岸隔有浅的水道或潟湖的小型礁体，礁顶宽度可超过 1km，涨潮时没入水下，退潮后又可露出水面，它的向海边缘常是一个陡的斜坡。**堡礁**（barrier reef）实际是一个大致平行海岸的狭长礁带，与岸之间隔有一个相当深度和宽度的潟湖。澳大利亚东北部昆斯兰海岸附近有现今最大的堡礁，长达 1200km。我国南海水域分布有许多珊瑚礁，其中主要是点礁和环礁，但研究程度还不高。

在纵剖面中可以看出一个典型生物礁大体可分成三个部分：基底、礁核和礁翼（图 15－21）。

◎ 基底（base）：是构筑礁体的底座，通常是海底某个比较稳固的突起部位，如各种机械性堆积的滩、丘、坝等，有时是海底火山锥。基底的形成大多与造礁生物无关。

◎ 礁核（reef core）：是在基底上构筑起来的礁体的核心部分。垂向上，礁核可显示一定的分带（或分层）现象，反映了生物礁的成长过程。下部常常是障积生物层。所谓障积生物是指那些有柄的或呈枝状形态的生物，如海百合、枝状珊瑚、各种骨骼钙藻等，当它们像小树林一样在基底上成片生长时，从中流过的海水就会受到阻挡而减速，水中携带的泥晶等细碎屑物质就会沉积下来。这种由障积生物和被障积的泥晶等细屑物质构成的沉积层就称障积生物层，它所具有的结构就称**障积结构**（baffle texture）。就体积而言，障积生物层或障积结构中的障积生物并不多，常以泥晶等细碎屑物质为主。紧接障积生物层之上的是粘结生物层。粘结生物又称结壳生物，特指那些粘附在其他物体或生物表面的呈纹层状、皮壳状或薄板状生长的生物群，如低等蓝绿藻、某些骨骼蓝藻、结壳有孔虫、厚蛤类等。某些床板珊瑚、层孔虫等在发育初期也是结壳状的。在障积生物层沉积的晚期，结壳生物就已开始出现，以后才逐渐繁盛起来。在结壳间隙常有很多由生物钻孔、啃食或排泄形成的砂泥级大小的结壳生物碎屑或粪粒，但在它们上面又会形成新的生物结壳，如此反复就形成了结壳生物层，该层具有的结构就称**粘结结构**（binding texture）。客观上，结壳生物层对稳固各种细碎质点及其下面的障积性泥晶起着重要作用。最上面的是骨架生物层。该层最重要的特征是含有原地增殖的生物骨架。这类生物称为骨架生物，如块状层孔虫、各种丛生的群体珊瑚、海绵、水螅、苔藓虫、古杯、钙藻等。骨架生物世世代代的原地繁衍和复杂随机的生长习性常常会造成大量间隙或孔洞，里面可沉积泥晶或生物碎片，也可栖息喜礁生物，如底栖有孔虫、腕足、海百合、海胆、软体动

物等。在孔洞内壁，孔洞充填物和骨架生物遗体表面也可继续发育生物结壳，而生物的钻孔和啃食作用也到处盛行。这种由原地生物骨架和相关作用产物共同构成的沉积称骨架生物层，它所具有的结构就称**生物骨架结构**（skeletal texture）。值得注意的是，在古代生物礁中，骨架生物层中的生物骨架常常只有10%左右，最多也不过50%，有些还只是一些骨架的痕迹，这可能与当时骨架生物的生长密度以及被其他生物的破坏程度和沉积后被改造的程度有关。骨架生物层是生物礁鼎盛发育时的产物，它在很大程度上可决定整个生物礁的成长规模。礁核中的所有障积生物、粘结生物和骨架生物都可称为造礁生物。

在礁体顶部，在骨架生物层之上连续沉积的非礁沉积层称**礁盖**（reef cap），它不是礁体的构成部分，但对礁体终止发育的原因却有重要的指示性意义。

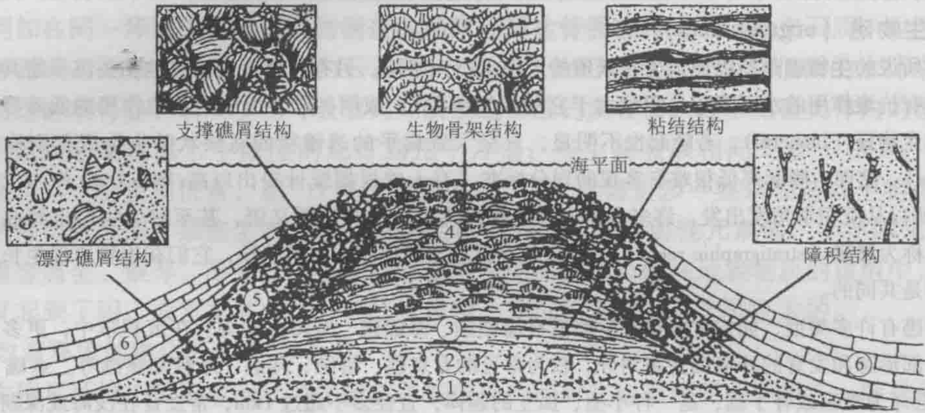


图15-21　生物礁理想剖面示意图

①基底；②障积层；③粘结层；④骨架层；②+③+④礁核；⑤礁翼；⑥同期外围沉积

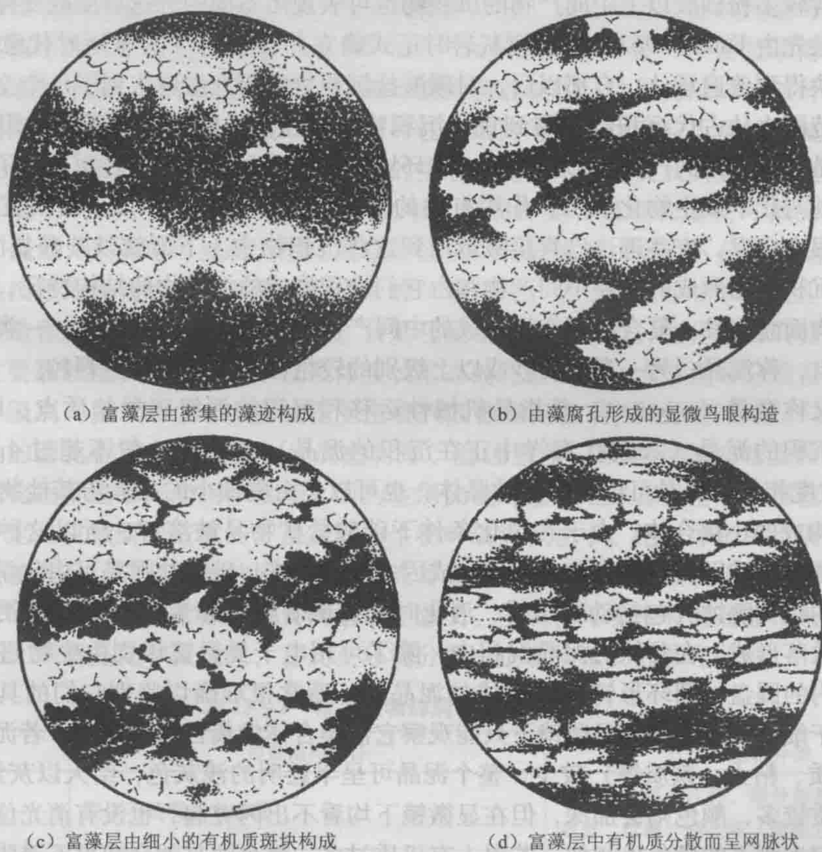
◎ 礁翼（reef flank）：随着骨架生物层的成长，生物礁的抗浪作用也逐渐增强，由此就产生了生物礁的礁翼。所谓礁翼是指与礁核呈指状穿插并部分覆盖在礁核之上的礁的裙边部分。礁翼的形成和构成物质与礁体的发育环境位置有关。像广海中的塔礁或大型潟湖中的点礁，四周水深、风浪等条件基本一致，礁翼就具有空间上的对称性，主要由礁核骨架生物层被风浪击打破碎形成的**礁屑**（reef debris）就地堆积而成。礁屑一般大小混杂，最粗可达巨砾级，但自上而下有变小的趋势。礁屑常被看成是礁体抗浪作用的证据。在相对浅水的上部礁翼中可能没有或很少有泥晶，礁屑可呈颗粒支撑，向下泥晶增多可变为基质支撑。整个礁翼厚度向外变薄，逐渐过渡为外围沉积（图15-21）。另外一些礁体，如岸礁、堡礁等，其向海一侧坡度较陡，水体较深又迎风，波浪作用较强，向陆一侧坡度较缓，水体较浅又背风，波浪作用较弱，两侧礁翼有很大差别。迎风侧的礁翼称**礁前**（fore reef），背风侧的礁翼称**礁后**（back reef）。礁前与上述对称礁翼相似，也由礁屑和泥晶构成。礁后常由较细小的礁屑、生物碎屑、内碎屑、鲕粒、藻粘结颗粒或纯的泥晶构成。礁后沉积物与生物礁之间没有专属性，在其他非礁环境中也可形成，只是在这里处在了礁体背风侧而已。在体积上，礁翼常可占到整个礁体的70%～90%，礁核只占10%～30%。

作为一种生物沉积，生物礁的发育要受背景条件的严格控制。适宜礁体发育的环境条件是，水体温暖、清澈、循环良好、水深适宜，如现代珊瑚礁就主要分布在热带、亚热带、水温常年保持在18～30℃、盐度正常的水域。在水温较低、较高或常常混有较多陆源碎屑的浑浊水体或停滞水体中，造礁生物就难以繁殖或存活。水深条件主要靠礁体所在部位的基底沉降速度与生物礁的增长速度（或生物繁殖速度）保持大体平衡来保证。在任何情况下，海湖水面都是礁体向上生长的极限，只有基底不断沉降，礁体才会不断向上生长，但沉降速度也不能长时间超过礁体生长速度，否则水深将不断加大，礁体发育也会受到抑制或完全终止。实际上，由于水温和食物丰度等方面的原因，礁体顶部的水深最大只有几十米，许多只有几米或更浅。在地质历史中，常常可以见到一些生物礁、生物丘或生物层只由障积生物层和粘结生物层或仅由障积生物层构成，其中的重要原因就是背景条件不宜。

2. 藻叠层（stromatotite）

由低等蓝绿藻（或许还有低等的红藻、绿藻或异养细菌）在某个固定基底上周期性繁殖而堆叠的纹层

状沉积物称为藻叠层，外观上就象铺成的垫子而被称作藻席，固结以后就称为叠层石，它具有的构造就是叠层构造。前面已经介绍过，叠层构造中的藻纹层按有机质的多少可分为富藻层和贫藻层，实际上，这些有机质常常是以藻迹形式出现的。所谓藻迹就是被遗弃的、粘结有大量泥晶的藻衣鞘或死亡的藻体。在显微镜下，藻迹常呈几乎不透明的细小斑点或细丝、细棒，边缘透明度稍高，大小在几微米到几十微米左右。由它们聚集成的富藻层实际并无截然的上下边界，横向上的显微厚度也起伏不定，甚至局部可有断开或上下富藻层的相互接触。相邻的上下富藻层之间没有藻迹或只有很少藻迹的层即为贫藻层，主要由矿物晶体构成。但是，并不是所有藻迹都能完好保存下来，其中一部分可能会成片腐烂消失，这将在富藻层中造成一些形状不规则的空洞（称藻腐孔），继而再被成岩矿物充填形成显微鸟眼构造。当埋藏温度升高时，藻迹中的有机质将逐渐降解而相互融合，富藻层将由一些细小的有机质斑块或条带构成，其中的藻迹基本上不复存在。降解严重时，残余有机质还会以沥青形式进入到周围的晶间接触界面或裂隙中，富藻层的层状形态也将逐渐消失而代之以残余有机质的网脉状分布（图 15－22）。



（a）富藻层由密集的藻迹构成　（b）由藻腐孔形成的显微鸟眼构造

（c）富藻层由细小的有机质斑块构成　（d）富藻层中有机质分散而呈网脉状

图 15－22　常见藻叠层的显微特征（湖北宜昌，寒武系叠层石灰岩，单偏光；$d=2$mm）

在功能上，蓝绿藻也是一种典型的结壳生物，在生物礁的发育中对泥晶的沉淀、富集和固定可起重要作用。如同在生物礁中一样，藻叠层或叠层石的结构也称粘结结构。在潮下浅水区，当密集的柱状、枝状藻叠层随基层沉降而不断向上生长时也可以形成一种特殊的生物礁，称藻叠层礁或简称藻礁（algal reef）。相应地，呈丘状或层状产出的藻叠层也可看成是一种生物丘（藻丘）或生物层（隐藻生物层）。

在地质历史中，被藻菌类粘结的矿物成分是随时代而变的，因而所形成的藻叠层或叠层石的矿物成分就有很大差别。大致在中元古代以前形成的叠层石主要是铁质的（最常见赤铁矿质），部分是硅质的，以后主要被白云石质取代，而自寒武纪开始到现在则主要是钙质的了（寒武纪早期有少量磷酸盐质）。虽然有些硅质、白云质或磷质藻叠层有可能是交代钙质叠层石形成的，但当缺少任何交代证据、藻菌类的细胞构造保存完好时，它们的原生沉积成因就很难被否定，尤其是形成于地球早期的铁质、硅质叠层石现在已

经成了窥探当时生物、海洋和大气的一个重要窗口。

四、复合沉积作用及其沉积物

由物理、化学和生物沉积作用共同实现的物质的迁移和聚集过程称为复合（或复杂）沉积作用。在复合沉积作用中，总是先在沉积盆地以内，通过各种作用（物理、化学、生物或它们的复合作用）生成某种游移性的中间产物，这些中间产物再在动力作用下或多或少被搬运，最后才以机械方式沉积或静止下来。这些中间产物的形成和沉积有赖于特定的环境条件，这使它们常常带有极深重的环境色彩，因而在环境研究中已成为人们的重点关注对象。

由于复合沉积作用都要通过机械方式才最后完成，所以由复合沉积作用形成的沉积物在结构面貌上就与陆源碎屑沉积物相似。例如，中间产物也可像陆源碎屑那样划分成不同的粒度级别，含较多粉砂级以上中间产物的沉积物也可表现出不同的分选程度或支撑类型等。这种相似性最先由 Folk（1962）在研究灰岩时正式确立并被誉为“具有划时代意义”的研究成果而很快得到普遍承认。自那以后，对碳酸盐沉积物的研究就进入到了一个全新的发展阶段，研究范围也从古代沉积物扩展到现代沉积物。现在，人们对复合沉积作用中的许多问题，特别是对许多中间产物的形成机制、与环境条件的关系等已有相当深入的了解，其研究成果对其他与化学或生物化学沉积作用有关的沉积物（如硅质、铁质、磷质沉积物等）的研究也有很大启发，有些理论已直接被运用到这些沉积物中。下面就以碳酸盐沉积物为例，介绍复合沉积作用形成的主要中间产物和由它们堆积形成的沉积物的结构特征。

从结构面貌出发，复合沉积作用形成的中间产物可按粒度分为两大类：一类是泥级大小的细微质点，称泥晶；另一类是粉砂或以上级别的较粗粒实体，称自生颗粒。

泥晶又称**微晶**（micrite），是指呈机械性运移和沉积的泥级碳酸盐质点。Folk（1962）认为，刚沉积的泥晶（如现代海洋中正在沉积的泥晶）的粒度一般不超过 4μm，大体与“泥”的粒度相当。泥晶可以是单个的晶体，也可以是由更细小的晶体与其他物质（如有机质）共同构成的小集合体。由于在风化条件下碳酸盐矿物易被溶解，所以这种碳酸盐泥晶不会是陆源碎屑成因而只能是盆内或自生成因。一般说来，碳酸盐泥晶可由化学沉淀、其他自生颗粒的机械磨蚀（包括动物咀嚼、消化时的机械研磨）和生物体内超微硬体在软体腐烂后自行散落形成。在具体的泥晶沉积中，除了可用电子显微镜识别由生物超微硬体（如颗石藻体内的圆盘、圆环形钙板）形成的泥晶外，通常很难确切鉴别它们的具体来源。由于泥晶过于细小，普通偏光显微镜下只能观察它们集合体的集合偏光现象：若泥晶中混入杂质（有机质、粘土、铁质等）较少，整个泥晶可呈半透明的浅灰色，给人以灰蒙蒙的感觉，若混入杂质较多，颜色则会加深，但在显微镜下均看不出闪突起，也没有消光位，高级白干涉色与单偏光镜下的颜色也相似。若混入有机质过多，整个泥晶就会变得不透明。作为一种微小的游移性固态质点，泥晶沉积只能是低能或静水条件的产物。

自生颗粒是复合沉积作用中最典型、最有特色的形成物，下面进行详细介绍。

（一）自生颗粒

Folk（1962）最早将自生颗粒称为**异化粒**（allochem，异常化学颗粒），我国也有人称为粒屑，在不会引起误解的情况下，通常就简称为**颗粒**（grain）。自生颗粒是指在沉积盆地以内由化学、生物、机械或它们的复合作用形成的粒度不小于粉砂级的游移矿物集合体（极少数也可以是单晶体）。在同一自生颗粒内其构成矿物通常都是相同或相近的，当然也可以含有有机质、粘土等杂质，少数也可含有陆源碎屑。自生颗粒的种类非常多，按它们在沉积以前所经历的特征形成作用，大致可分为磨蚀颗粒和加积凝聚颗粒两大类。磨蚀颗粒的

特征形成作用主要是机械破碎和磨蚀，粒度有减小趋势。加积凝聚颗粒的特征形成作用是加积或粘合，粒度曾经历过一个增大过程。磨蚀颗粒有两种，即生物碎屑和内碎屑，加积凝聚颗粒比较复杂，主要有鲕粒、团粒、凝块石和核形石等。

1. 磨蚀颗粒

（1）生物碎屑（bioclast）

生物碎屑可简称为生屑，又称化石颗粒或骨粒，指粒度大于泥级的游移性生物硬体，由带骨骼或外壳的生物（主要是无脊椎动物和骨骼藻类）死亡、软组织腐烂后形成，也可由这类生物被食肉动物咀嚼或吞食，再以废物形式吐出或排泄形成。生物碎屑种类繁多，形态、大小变化很大。为了能借助生物种类与环境的关系来研究沉积环境，常需要鉴别生物的种类，鉴别依据包括生屑的外形、生物显微构造（孔、管、刺、腔等等）、壳体厚薄、大小和由生屑内部构成矿物显示的显微结构。当生屑破碎严重、原有形态、显微构造等难以辨认时，壳体的显微结构就是鉴别的关键（表 15 -2）。大多数生屑只有一种显微结构，也有些生屑具有两种显微结构，如有些有孔虫壳体的外层为隐粒结构，内层为层纤或玻纤结构，少数腕足和双壳除平行片状结构或多晶结构外还有柱状结构等。生物和它生活的环境可看成是一个和谐的统一体，由水体盐度和深度等构成的生态环境对生物种类及其繁盛程度有较严格的控制作用（表 15 -3），反过来，利用沉积物中生屑的种类和繁盛程度就可推测它们的沉积环境条件。但是，生屑也可被动力搬运到它生活区以外的地方，只有区分了原地生物和异地生物后才能按原地生物的生态环境推测当时的沉积环境。区分原地生物和异地生物依据生屑所受物理改造程度，即生屑的自形程度。自形程度也称破碎程度，指生物固有整体生长形态或活体中主要靠软组织联结的各单位硬体生长形态的完整程度。大体上可分成自形、半自形和他形三个级别（图 15 -23）。磨蚀程度主要判断依据是生屑固有尖棱部位，如刺、脊、薄边或断口处的圆化程度。原则上，生屑愈自形、磨蚀愈差，原地生物的可能性愈大。但是，生屑的圆化程度通常只能用作参考，因为生屑尖棱部位也是最容易溶解的部位，该部位的圆化并非一定是机械磨蚀造成的。在实际的生物碎屑沉积物中，绝对原地的生屑是很少见的，多少都会被搬运，只要不是被风暴流、浊流等远距离搬运，在一般较为宽泛的环境研究中，生物固有的生态习性通常都有重要的指示性意义。生屑在环境中有时还会带上两种较特殊的附加特征，即泥晶化和藻包壳，它们在环境分析中也有较重要的参考价值。

表 15 -2　常见生物碎屑的显微结构

结构类型	显微结构特征	代表性生物种类
隐（微）粒结构	壳体不透明或半透明	有孔虫、䗴、古杯、部分苔藓虫、骨骼蓝藻、红藻、蠕孔藻（绿藻之一种）
玻纤结构	壳体完全透明，但有垂直壳面的玻状消光	部分有孔虫和介形虫、三叶虫、光壳节石、轮藻
层纤结构（正纤结构）	壳体透明，但可见垂直壳面的极细的纤状方解石	有孔虫、珊瑚、层孔虫，部分介形虫
柱状结构	壳体由垂直壳面延长的柱状方解石构成，但不单独构成壳体	腕足（另有平行片状结构）、双壳（另有多晶结构）
平行片状结构	壳体透明，可见平行或整体平行壳面的发丝状方解石（发丝为方解片的纵断面形态）	腕足、苔藓虫
单晶结构	壳体由一个方解石晶体构成，整个壳体一致消光	棘皮动物（海百合、海胆）
多晶结构（晶粒结构）	壳体由较粗大的镶嵌粒状方解石构成，各晶体消光位不同（原始壳体为文石质，该结构由文石重结晶或溶解 - 充填形成）	钙质海绵或其骨针、水螅、腹足、双壳、头足、绿藻

表 15-3 主要生物繁盛时的典型生态环境

水深	含盐度			
	0~0.5‰ （淡水湖泊）	0.5‰~30‰ （半咸水，局限海、潟湖）	30‰~40‰ （咸水，正常海）	>40‰ （超咸水，潟湖）
0~50m		蓝绿藻、红藻、绿藻、双壳、腹足、介形虫	蓝绿藻、红藻、绿藻、有孔虫、䗴、双壳、腹足、造礁珊瑚、无铰腕足、腹足、三叶虫、介形虫	蓝绿藻、红藻、绿藻、双壳、腹足、介形虫
50~200m	轮藻、蓝绿藻、双壳、腹足、介形虫	红藻、浮游有孔虫、苔藓	红藻、浮游有孔虫、苔藓、头足、非造礁珊瑚、海百合	
>200m		（少见此环境）	放射虫、硅质海绵、脉状苔藓、非造礁珊瑚、薄壳腕足、头足	（少见此环境）



图 15-23 薄片中几种生物碎屑的自形程度（大小未完全按比例）

◎ 泥晶化（micritization）：是指生物硬体在保持形态不变的情况下，由表及里逐渐变为泥晶质的过程，就像是被泥晶交代了一样。在碳酸盐沉积物中，任何生屑都可能泥晶化，但只有非隐（微）粒结构生屑的泥晶化才易于识别。泥晶化有强弱之分。弱（或轻微）泥晶化只是生屑的某个局部或表面一薄层变成了泥晶质，其余绝大部分还未受影响。当泥晶化向内扩展使整个表层的泥晶化变得十分明显，只是还未达到硬体体积一半时，称中等泥晶化。已泥晶化的表层也称为**泥晶套**（micritic envelope）（或破坏型泥晶套）。若泥晶化超过了硬体体积的一半，硬体显微结构只在局部残留，或者整个硬体全部泥晶化而像一个泥晶铸型，即为强泥晶化（图 15-24）。现在认为，泥晶化是由超微钻石藻和某些异养细菌钻孔作用造成的，但具体机理还不十分清楚，可能与它们钻孔过程中分泌的某些物质的化学作用有关。

◎ 藻包壳（algal coating）：是指低等蓝绿藻（或还有红藻）和细菌等粘附在生屑表面生长繁殖形成的完整或不完整的泥晶质包壳（也称建设型泥晶套）。它不影响硬体内部，与硬体表面常有清楚的界线，其外表面常有丛生状特点（图 15-25）。藻包壳对生屑免遭磨蚀具有一定积极意义。



（a）轻微泥晶化　（b）中等泥晶化

（c）强泥晶化　（d）泥晶铸型

图 15－24　一个腕足动物碎片泥晶化的发展进程

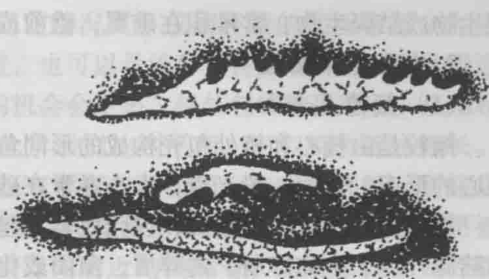


图 15－25　生屑的藻包壳

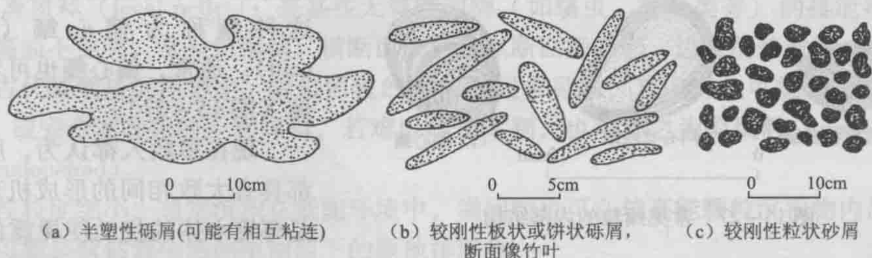
在同一生屑中，泥晶化和藻包壳可以单独出现，也可同时出现。据研究，浅水或极浅水环境对泥晶化或藻包壳形成最为有利，其形成水深通常不超过 40m，更多地则小于 20m，但过强的碰撞、摩擦也会妨碍藻包壳的发育，因而广泛发育的泥晶化常被看成是潮下浅滩环境的标志，而藻包壳则在低能潮间或某些背风、低洼环境中较为典型。

（2）内碎屑（intraclast）

内碎屑是指先沉积的碳酸盐沉积物在固结或半固结状态下（通常未埋藏或浅埋藏），在沉积盆地以内经机械破碎形成的一种自生颗粒，破碎营力主要来自流水和波浪等的冲刷、扰动或击打。当沉积物发育有泥裂或被钻泥生物挖掘过时，破碎将更容易发生。

按自然粒级划分标准，大小在砾级、砂级和粉砂级的内碎屑分别称为砾屑、砂屑和粉屑。当然也会有泥级大小的泥屑，只是在结构上泥屑已无法辨认而被归于泥晶范畴。

内碎屑的外形变化很大，大体上与先成沉积物的固结程度和粒度（或破碎程度）有关。固结程度较低的内碎屑粒度往往较粗（中粗砾级以上），常呈半塑性、不规则的拖曳状外形，沉积后的挤压还可使相邻内碎屑发生局部粘连或融合。固结程度较高的内碎屑常具较刚性的外貌，其中粒度较粗者（如砾屑）多为板状、饼状，少数为粒状，粒度较细者（如砂屑、粉屑）则多为粒状（图 15－26）。内碎屑构成矿物（碳酸盐矿物）的易磨性、易溶性和结构的相对松散性还常常使之具有较好的磨圆度（很少呈棱角状）。



（a）半塑性砾屑(可能有相互粘连)　（b）较刚性板状或饼状砾屑，断面像竹叶　（c）较刚性粒状砂屑

图 15－26　常见内碎屑的几种形态

由于只有固结相对迅速的沉积物才不至于在水动力作用下完全被分散，所以内碎屑多由泥晶或主要由泥晶构成，在砾屑或较粗砂屑内部也可含陆源粉砂或任何类型的自生颗粒并常有粘土杂质混入。有时内碎屑也可单纯由藻纹层或被胶结在一起的自生颗粒构成。有些主要由泥晶构成的内碎屑因长期处于氧化条件还可在表面形成红色氧化圈。内碎屑内部成分和结构上的差异显然是由先成沉积物的多样性造成的，是内碎屑形成的前期历史的反映。

内碎屑形成后可以在原地或近原地沉积，也可被搬运到较远的异地沉积，其中粒度较粗的砾屑大多搬运不远，易沉积在原地及其附近或水动力高低转换频繁的潮汐水道内，也可被风暴流、浊流等搬运到半深海或深海中。砂屑或粉屑粒度较细，搬运距离常常较远，沉积范围很广。

由生物礁破碎成的礁屑可看成是成因特殊的内碎屑，其中砾级或较粗砂级礁屑常含有骨

架生物或结壳生物，常堆积在礁翼，礁前或其附近。

2. 加积凝聚颗粒

（1）鲕粒（ooid）

鲕粒是由核心和核外包壳构成的形同鱼子的颗粒，以球或椭球形为主，有时可多少承袭核心的形态，表面一般光滑，大小通常在砂或粗粉砂级范围。

鲕粒核心是成鲕的基础，包壳就紧紧包覆在它的表面上。许多物质都可成为鲕粒核心，如陆源碎屑、生物碎屑、内碎屑、藻团或化学沉淀的泥晶或凝胶体等。有时鲕核非常细小而不易分辨。两个以上较小鲕粒或较小鲕粒与藻团等等聚合在一起可作为一个更大鲕粒的核心，这种鲕称为**复鲕**（compound ooid）（图 15－27）。少数情况下，鲕核部位是一个空洞（可能是由成鲕后的选择性溶解造成的），这种鲕称为**负鲕**（negative ooid）。

鲕粒包壳是鲕粒的本质所在，是成鲕过程的记录。按包壳的结构，鲕粒可分成放射鲕和同心鲕两种基本类型。**放射鲕**（radial ooid）的包壳由针（纤）状、叶片状、柱状方解石（偶尔为白云石、现代鲕粒为文石）垂直核心表面紧密排列而成，有时还间杂有呈放射状排列的泥晶。放射鲕的粒径不超过 0.6mm（Poncet，1984），最细小的放射鲕可达细粉砂级。**同心鲕**（concentric ooid）包壳由不透明到半透明的泥晶质同心圈层或间互出现的不透明圈层和透明圈层构成。单一圈层的厚度大致在几到几十微米之间，不同鲕粒包壳中的圈层数可相差很大，多则几十圈以上，少则 1～2 圈。同心鲕的粒径大多在 0.2～2mm 之间，超过 2mm 时可称**豆粒**（pisoid），但这个界线并不十分严格。

大多数鲕粒的核心都位于鲕粒的中心部位，这时可按包壳厚度与核心半径的相对大小将鲕粒分为真鲕（或正常鲕）和表鲕（或薄皮鲕）两类。包壳厚度大于核心半径时为**真鲕**（true ooid），包壳厚度小于核心半径时为**表鲕**（superficial ooid）。因此，具体鲕粒就有放射状真鲕、同心状表鲕等的不同。另有少数同心鲕的核心可明显偏离鲕粒的中心，这种鲕称为**偏心鲕**（eccentric ooid）。通常，偏心鲕也可看成是真鲕（图 15－27）。



图 15－27　常见鲕粒的内部结构

现在多数人都认为，所有鲕粒都具有大致相同的形成机理，即都是环境水体的扰动使裸露的核心或还处在成长过程中的鲕粒悬浮起来，同时围绕它们进行快速化学沉淀的结果，因而核心，扰动水体和 $CaCO_3$ 过饱和就是成鲕的三个前提。成鲕过程中，水体扰动和由此导致的核心或鲕粒的悬浮总是间断性的、反复的，并总会伴随相互间的碰撞和磨蚀，但快速的化学沉淀除可抵消磨蚀损耗以外，仍然可使包壳逐渐加积增厚。在磨蚀和加积的共同控制下，鲕粒逐渐长大，表面也基本保持光滑，外形也逐渐向规则球状趋近。据对现代鲕粒的观察，在鲕粒表面沉淀的针状文石在碰撞不太厉害或水溶液不含或少含杂质时可呈放射状形成放射鲕，而在碰撞较强或水溶液同时富含其他杂质时将呈切线状，晶体也不会长得很大，只能形成同心鲕。由此推测，放射鲕当形成于相对低能或间歇性高能环境，故也称低能鲕，同心鲕则形成于相对高能环境，故也称高能鲕。这两种鲕从不共生，说明它们形成的环境条件确有较大差别。

自然界中最有利的成鲕动力是潮汐，其次是波浪，而单纯的定向水流则不利于鲕粒形成，而且水不能太深（太深水动力太小），也不能太浅（太浅不利于充分悬浮），因而鲕粒

常常形成在潮下浅滩或较封闭的浅湖环境中。通常情况下，成鲕环境的扰动能量会大体稳定，其中可作为鲕粒核心的颗粒可以从外部带进，也可以是该环境自身的产物。那些带进或形成较早、或粒度较小的核心被扰起接受沉淀的机会会更多，核外包壳就更厚。一旦鲕粒长大到超过了环境的扰动能量水平或机械磨蚀与化学加积达到平衡，它们就会停止生长。这样，在成鲕环境中沉积的鲕粒虽然鲕核大小，包壳厚度各不相同，有些是真鲕，有些是表鲕，但它们的粒度往往是均匀的，并总是与环境的扰动能量水平相当。当然，鲕粒也可被横向水流搬运到别的环境中，如潮汐通道、浅滩和浅湖附近的潟湖等，这时鲕粒粒度可以均匀，也可以不均匀并常与其他颗粒或泥晶共生。

因为在高温热泉、锅炉和实验室的烧杯中都可形成鲕粒，所以鲕粒的无机成因是不容置疑的。但鲕粒是否还有有机成因却仍有不同看法。有些人认为鲕粒包壳中的同一不透明圈层的厚度很不均匀，局部位置可减薄断开或呈瘤状、丛生状增厚，带有藻菌类非均匀生长繁殖的特点；圈层内常含有有机质，用稀盐酸或醋酸将其中的 $CaCO_3$ 溶解后可发现许多形同藻菌类的有机体。这种鲕可能是有机成因的，并称其为**藻鲕**（algal ooid）。但相反的意见认为，包壳圈层的这种不均匀形态和其中的有机质只是无机加积之后才由碰撞、磨蚀或藻菌类钻孔等附加上去的。孰是孰非，一时还难以置评。

（2）团粒（pellet）

团粒也称**球粒**，指大小在粉砂左右、主要由生物凝聚作用形成的泥晶质颗粒，常常成群出现且粒度均匀。典型的团粒有两种，即藻团粒和粪团粒（或简称粪粒）（图 15－28）。

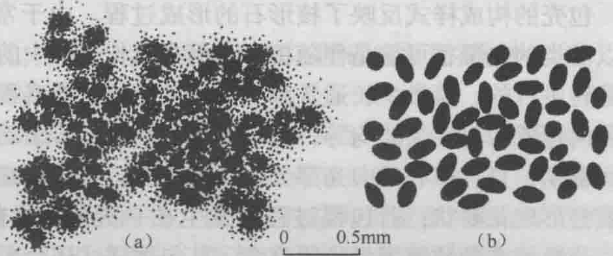


图 15－28　藻团粒（a）和粪团粒（b）

◎ 藻团粒（algal pellet）：是由藻菌类相互粘结形成较细小藻团同时叠加有机械翻滚形成的，外形为球或近球状，内部色暗，可含隐约的藻迹或完全均一，边缘透明度稍高而无截然边界。相邻团粒常显示若即若离的粘连习性。

◎ 粪团粒（fecal pellet）：是某些无脊椎动物（如蠕虫、腹足类等）的排泄物，有机质含量极高而不透明，常呈纺锤状，横断面圆形，纵断面椭圆形，边缘清楚截然。

在古代碳酸盐沉积物中，貌似团粒的颗粒是很常见的，其中有些可能是粉砂级内碎屑（粉屑）或完全泥晶化的生物碎屑，若难以确切鉴别，也可称之为**似团粒**（peloid）或**假团粒**（pseudopeloid）。

团粒粒度细小，通常沉积在低能环境中，粪团粒也可在较高能颗粒沉积物内部聚集成一窝，这可能是营钻营生活的生物留下的原地排泄物。

（3）凝块石（clot）

由低等蓝绿藻等生物相互粘结形成的无定形颗粒称凝块石。凝块石内部主要为泥晶质，有机质含量较高，色暗，常有藻迹显示或比较均一，边缘通常清晰截然，粒度可大可小。较大凝块石可含由透明方解石构成的斑块（藻体腐烂后又被方解石充填形成），偶尔还粘结有零星的其他颗粒（如生物碎屑）（图 15－29）。

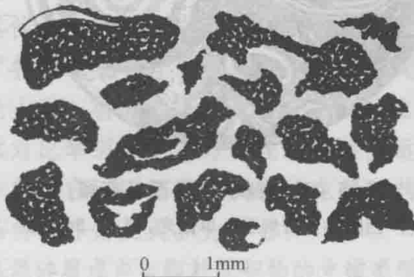


图 15－29　凝块石

在沉积环境中，最初的凝块石可能就是一个随机粘结成的藻团，其粒度和形态主要取决于该环境藻体的繁盛程度和水动力状况。由于太强的

水动力对粘结不利，因而粒度大的凝块石（如粗砾级）常与较低能环境有成因联系并多沉积在原地，而粒度相对细小（如砂级）的凝块石则可沉积在从潮间到潮下较深水的各种环境中（Pratt & James，1982）。前述藻团粒实际就是凝块石中一种较特殊的类型。

（4）核形石（oncolite）

核形石指由核心和核外藻包壳构成的同心状颗粒。核形石大小变化很大，最大可达十几厘米或更大，以1cm到几厘米最常见。较大核形石的形态常常不很规则，较小核形石则多呈球状或近球状。

核形石的核心通常是泥晶团、骨骼藻团、生物碎屑等。形成包壳的藻体大多是非骨骼的藻菌类，也可以是微管状骨骼蓝藻或红藻，如葛万藻、表附藻等（结壳藻类）。藻菌类形成的包壳常由类似于藻叠层中的富藻和贫藻纹层的圈层构成，故有人也称之为球状叠层石，这时包壳中的圈层常常厚薄不均或有“起皱”或波曲现象。包壳可以是包覆在整个核心表面上的完整圆形，也可以是只在局部位置包覆的弧形。在断面中，整个包壳的构成样式可有许多变化，如同心圆状、花瓣状、双向弧瓣状等。微管状藻类形成的包壳较简单，通常只有一圈，但厚度常常也不均匀（图15－30）。

包壳的构成样式反映了核形石的形成过程。由于常见核形石粒度较大，悬浮较为困难，所以藻类的包覆很可能是伴随核心或仍在成长过程中的核形石在沉积物—水界面上往复滚动或翻转进行的。藻类生长通常都有趋光性，相对繁盛程度而言，滚动或翻转频率较高时，核外各向包覆的机会大体均等，易形成同心圆状；若滚动或翻转是间歇性的，则在滚动或翻转的间歇期，只有核心的向光部分才会被包覆，每滚动或翻转一次，被包覆部位都会改变，结果就会形成花瓣状；若包覆过程只发生在一次翻转之前和之后，就会形成双向弧瓣状。显然，若滚动或翻转频率呈阶段改变，其包覆样式还会更加复杂。现在认为，这类核形石可能主要形成在潮间到潮下极浅水环境并通常沉积在原地。

除了典型的较大核形石外，也有一些不很典型的较细小的核形石，它们形态规则、表面光滑，与鲕粒极为相似，只是因其包壳圈层更像有机加积形成才被视为核形石，Deukes（1983）称其为鲕状核形石，实际就是前面提到过的藻鲕（图15－31）。这又回到了有关鲕粒成因的问题上。但无论怎样，这种细小的球状或近球状的规则包覆颗粒应该都是在悬浮状态下形成的，沉积环境仍然是潮下浅水高能区，但藻菌类的包复可能还会延伸到潮间下部一带。

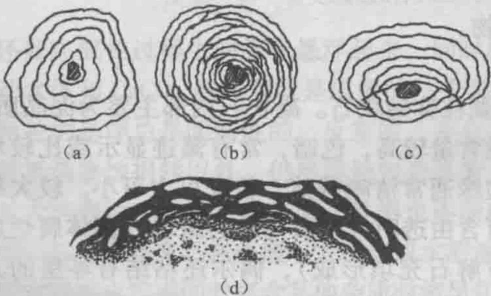


图15－30　核形石形态及其包壳

(a)(b)(c) 为藻菌类加积形成的宏观形态，大小约3cm；

(a) 为同心圆状，(b) 为花瓣状，(d) 为双向弧瓣状；

(d) 微管状蓝藻加积形成的微观形态，包壳最厚处约0.4mm



图15－31　鲕状核形石（藻鲕）

（广西隆林，石炭系，单偏光，$d=2.5$mm）

（二）复合沉积作用形成的沉积物的结构

在复合沉积作用中，最终沉积下来的基本单位是泥晶和自生颗粒，所以所形成的沉积物的结构就被分成两种基本类型，即泥晶结构和自生颗粒结构。

1. 泥晶结构

泥晶结构是主要由泥晶堆积而成的结构，也可称泥状结构。仅就结构特征而言，泥晶结构与陆源碎屑沉积物中提到的泥状结构（以粘土矿物为主）只是构成矿物不同而已。“泥”在这里仅仅是一种结构术语。

2. 自生颗粒结构

自生颗粒结构可简称为颗粒结构，是主要由自生颗粒堆积而成的结构，其中可含泥晶（称泥晶基质），也可以不含泥晶。按主要自生颗粒的类型，自生颗粒结构还可细分为：

◎ 生物碎屑结构：主要由生物碎屑构成。

◎ 内碎屑结构：主要由内碎屑构成。再细分为砾屑结构、砂屑结构和粉屑结构。

◎ 鲕粒结构：主要由鲕粒构成。再细分为同心鲕粒结构和放射鲕粒结构。

◎ 团粒结构：主要由团粒构成。

◎ 凝块石结构：主要由凝块石构成。再细分为砾级、砂级、粉砂级凝块石结构。

◎ 核形石结构：主要由核形石构成。

自生颗粒结构与陆源碎屑结构可看成是两种对应的结构，原则上可用相同的标准看待结构中的各个方面，但自生颗粒无论是成因还是沉积都比陆源碎屑复杂得多，所以在内涵上，自生颗粒结构也与陆源碎屑结构有些差异。一般而言，自生颗粒结构最重要的内涵是它的颗粒类型和颗粒之间的支撑机制，有时定向性也很重要，而粒度，分选和磨圆度则相对次要。如有些结构本身就有较明确的粒度和分选含义，像砂屑结构、同心鲕粒结构、团粒结构等。磨圆度对加积凝聚颗粒也没有什么意义，因为它们看上去的“圆度”实际还与加积或凝聚作用有关。当然，实际工作中最好根据情况作具体分析。另外，在自生颗粒结构中也存在结构退变，它是指像鲕粒、破碎较强的生屑等带有明显高能特征的颗粒同代表低能环境的泥晶基质共生在一起的现象，它同样可因水流的横向搬运或缩聚作用等造成。

思 考 题

1. 在河流和海洋环境中有哪些因素可以减弱或破坏机械沉积分异？
2. 对于已经沉积下来的砾石、砂、粉砂、粘土，若要再次搬运它们，所需要的水动力条件会有怎样的差异？要维持它们的搬运状态，所需要的水动力条件又有怎样的差异？你认为是什么原因造成了这些差异？
3. 海洋化学沉积物（包括生物－化学沉积物）除了来源于大陆岩石的风化以外，还有没有其他来源？大约在古中元古代以前，海洋中的化学沉淀物主要是赤铁矿、磁铁矿等富铁矿物和石英等硅质矿物，而自寒武纪开始的海洋化学沉淀物则主要是钙镁碳酸盐。从理论上讲，有哪些因素可能会造成这么巨大的差异？
4. 试对比牵引流和重力流在沉积物搬运和沉积方面各有什么特点。
5. 一般而言，陆源碎屑沉积物在解释构造背景时作用更大，而碳酸盐沉积物则在解释环境条件时作用更大。为什么？
6. 陆源碎屑或自生颗粒沉积物的支撑类型是三维空间中的概念，但人们只能在沉积物的某个断面（如薄片）中观察和判断。你认为断面中显示的支撑特征与实际的支撑有差异吗？为什么？

第十六章 成岩作用

沉积物从沉积下来的那一时刻起一直到变质或风化之前，在其表面或内部发生的一切作用总称为成岩作用，也就是在沉积岩三个形成阶段的最后一个阶段——沉积物的固结和持续演化阶段中所进行的全部作用。成岩作用在沉积作用结束的同时就已经在沉积物表面开始了，但大规模或主要的成岩作用还是在埋藏条件下，在沉积物内部进行的。由于成岩作用的基本对象是沉积物，所以沉积物所具有的沉积特征将被附加或覆盖上新的作用印记，有时甚至会被新的作用印记完全取代，因而成岩作用对沉积特征的保存常常具有一定破坏性。按作用性质，成岩作用也可分为物理、化学和生物三种基本类型，其中，物理和化学作用可贯穿整个成岩作用的始终，并可一直延续到变质作用或风化作用中去，这就是沉积岩和变质岩之间界限模糊的原因所在。生物作用主要指藻菌类的间接生物化学作用，其中藻类的作用只在沉积物表面进行，细菌的作用则可深入到沉积物内部，但随埋藏深度加大细菌作用逐渐减弱。

一、成岩作用的阶段划分

在基底累积沉降幅度不断加大的盆地中，较早形成的沉积物将被逐渐埋入地下，若构造抬升使盆地回返，它们又将随上覆沉积物的剥蚀而逐渐趋向地表。在这个过程中，相应的成岩作用必将随作用条件的改变而改变。对此，人们早已有了比较深刻的认识，已将整个成岩作用的时空演化进行了时期或阶段的划分，尽管在术语使用上还有分歧甚至有点混乱，但划分的思路和原则是一致的。现将几种有影响的和本教材使用的划分方案对照性地列在表16－1中，并按本教材使用的方案对有关术语的含义介绍如下。

表16－1 成岩作用的几种阶段划分方案

<table>
<tr><th colspan="2">Рухин（1958）</th><th colspan="3">Chilingar（1967）</th><th colspan="3">本教材</th></tr>
<tr><td colspan="2">同生作用</td><td rowspan="4">成岩作用</td><td rowspan="2">早期成岩作用</td><td>同生作用</td><td rowspan="4">成岩作用</td><td rowspan="2">早期成岩作用</td><td>同生作用</td></tr>
<tr><td colspan="2">成岩作用</td><td>早期成岩作用</td><td>浅埋成岩作用</td></tr>
<tr><td rowspan="2">后生作用</td><td>进后生作用（向变质作用过渡）</td><td rowspan="2">晚期成岩作用</td><td>变生成岩作用（向变质作用过渡）</td><td rowspan="2">晚期成岩作用</td><td>深埋成岩作用（向变质作用过渡）</td></tr>
<tr><td>退后生作用（向风化作用过渡）</td><td>表生成岩作用（向风化作用过渡）</td><td>表生成岩作用（向风化作用过渡）</td></tr>
</table>

（一）成岩作用的概念

目前对**成岩作用**（diagenesis）的理解还不统一，有人将其等同于**固结作用**（consolidation）。本教材的成岩作用泛指沉积物从最后沉积或静止下来的那一时刻起，直到它开始变质或遭受风化之前所经历的所有作用。

（二）成岩作用的阶段划分

按作用进行的时间先后，成岩作用又分为早、晚两期。

1. 早期成岩作用（early diagenesis）

早期成岩作用指沉积物固结之前的成岩作用，作用的结果是沉积物的固结。按作用条件与沉积环境的关系，早期成岩作用可分为同生作用和浅埋成岩作用。

◎ 同生作用（syndiagenesis）：指沉积物刚刚沉积、还暴露在沉积环境底层水中、在沉积物－水界面及其以下的一薄层内所发生的一切物理、化学或生物作用。同生作用在沉积物内的向下作用深度与沉积物的粒度、成分和有机质含量等有关，大致在几毫米到几十厘米之间，作用条件尤其是作用时的物化条件如 pH 值、E_h 值、温度、盐度等与沉积条件基本相同，因而，同生作用中的化学或生物过程实际就是沉积作用在成岩作用中的继续，其作用产物常直接参与沉积结构的形成，常见颗粒状或填隙状海绿石、深海铁锰结核等就是这方面的典型代表。其他同生作用还包括特定条件下矿物的溶解、生物钻孔、掘穴等。同生作用的持续时间取决于沉积速率，在缓慢沉积速率下，沉积物表层可长期暴露在底层水中，相应的同生作用可持续几万年或更长时间，而快速的沉积速率会使沉积物很快埋藏，同生作用将来不及进行而直接进入到浅埋成岩作用中。

◎ 浅埋成岩作用（shallow buried diagenesis）：指同生作用之后一直到沉积物固结为止发生在沉积物内部的一切物理、化学和生物作用。这时沉积物的埋藏还相对较浅，但逐渐脱离了沉积环境。伴随上覆沉积物厚度的增大，浅埋成岩作用条件的总体变化趋势是温压升高、E_h 值降低，而 pH 值则受沉积物成分和孔隙水之间化学作用的控制。在整个作用过程中，孔隙水通常都可通畅而缓慢地移动。厌氧细菌的间接生物化学作用常可活跃到相当大的深度，它是造成 E_h 值降低的重要原因。在这样的作用条件下，一些矿物可能被孔隙水溶解，另一些矿物则可从孔隙水中沉积出来充填在各种孔隙内。经过这一阶段，原松散沉积物将转变成坚固的沉积岩。浅埋成岩作用的底界埋深取决于沉积速率、沉积物成分和结构，通常这个底界在陆源碎屑沉积物中较大，在碳酸盐沉积物中较小；泥级质点（如粘土、碳酸盐泥晶）含量愈少，底界埋深愈大，但一般在几米到几百米之间。

2. 晚期成岩作用（late diagenesis）

晚期成岩作用指沉积物固结之后的成岩作用，作用的结果是已固结沉积岩的成分、结构和构造等的进一步变化。按作用条件，晚期成岩作用又分为深埋成岩作用和表生成岩作用。

◎ 深埋成岩作用（deep buried diagenesis）：指已固结的沉积岩在上覆沉积物厚度进一步加大、温压进一步升高直到变质作用之前所经历的所有作用，这时沉积物的埋深相对较大。关于该作用的最高温压值目前还有不同意见，大体是当压力为 0.15～0.20GPa 时，温度为 150～200℃。实践中，常将首次出现特征变质矿物（如浊沸石）作为该作用结束的标志，在深埋成岩作用中，生物作用一般都已停止，沉积物中的孔隙已大大减少，相互连通性也变差，孔隙水大多已成为“囚水”。但是，当较高压力或差异压力条件下剪切作用使固结岩石产生大量裂隙时，也会有地下流体顺裂隙通过而导入较多外来物质。无论如何，在该作用阶段，岩石的成分和结构等都会顺应物化条件的改变而改变。若改变强烈，原始的沉积成分和结构以及早期成岩作用产物都将遭到破坏。已固结岩石是否会经历深埋成岩作用取决于盆地的沉降幅度和当时当地的地温梯度，通常在活跃的构造背景中，该作用大多很强烈，而在稳定的构造背景中，该作用则常常比较微弱。

◎ 表生成岩作用（epidiagenesis）：指坚固沉积岩因盆地回返而逐渐上升到潜水面附近时受渗流和潜流大气降水影响所发生的作用，作用条件接近地表的常温常压，E_h 值较高，盐度很低，pH 值则在渗流水中较低（中偏弱酸性），在潜流水中较高（中偏弱碱性），作用强度取决于岩石成分和孔隙状况，通常碳酸盐矿物要比石英和硅酸盐矿物等对淡水更敏感，而孔隙愈少愈对作用的进行不利，因而并不是所有沉积岩都会留下表生成岩作用的印记。表

生成岩作用也是对已固结沉积岩的成分和结构等的改造，对它之前的沉积或成岩特征也有覆盖或破坏作用，但对最终产出的沉积岩而言，它仍具有一定建设性意义，由此可将它与风化作用区别开来。

二、主要成岩作用及其结构特点

被作用的沉积物具有各种各样的成分和结构，整个作用过程的物化条件也可在大范围内变化，因而具体的成岩作用相当复杂，它们各与特征的作用产物联系在一起，具体作用条件也就反映在这些作用产物中。下面介绍几种主要的成岩作用。

（一）压实和压溶作用

1. 压实作用（compaction）

沉积物（主要是物理沉积作用和复合沉积作用形成的沉积物），在上覆沉积物的重压下将会排除水分、减少孔隙，结果使密度加大、体积缩小。原始沉积物的这种单纯机械压缩作用就称为压实作用。

在压力和作用时间相同的条件下，不同成分和结构的沉积物的压实效果是不同的。当埋深大致小于500m时，泥质沉积物的体积可随埋深加大而急剧减小，以后的减小将快速减弱，这意味着它已向坚固沉积岩转化。干净的陆源砂砾沉积物在这一埋深段因压实导致的体积缩小却较弱，而且这种单纯的物理压实在更大埋深段也不能使之固结。一般而言，在埋深较浅时，沉积物中的泥质含量愈高，压实愈明显。由于这个缘故，原始沉积物中的基质含量在压实中就可能减少，同时较粗颗粒的含量则增加。如果原始沉积物是基质支撑，它就可能被改造而表现为过渡性支撑或颗粒支撑，同时基质中的片状矿物（如粘土矿物）也会趋向于平行颗粒表面定向排列（图16－1）。在颗粒支撑的情况下，压实效应将取决于支撑颗粒的相对机械强度。质地相对柔软、松脆的颗粒可能变形破碎，如云母片被压弯、泥质岩岩屑、鲕粒被压碎、粒状海绿石被压扁或呈乳头状被挤到相邻粒间孔内等。若支撑颗粒机械强度相差不大（如石英、长石），压实将迫使它们在一定范围内位移或旋转以占据最小空间。颗粒的这种相对位置和取向关系的改变将导致颗粒定向排列或使一群大小和形状搭配合适的颗粒大体拼合起来形成一种似镶嵌结构（图16－1），这是在颗粒大小和形状基本保持不变情况下，整个沉积物体积和其中粒间孔可被压缩到的最低限度。但这样的嵌合通常是不完善的。就整个沉积物而言，其中颗粒圆度愈高、分选愈好，可能达到的嵌合程度愈低。埋藏砂岩粒间孔的多少与颗粒的分选磨圆常有正相关关系就是由于可达到的嵌合程度不同的缘故。

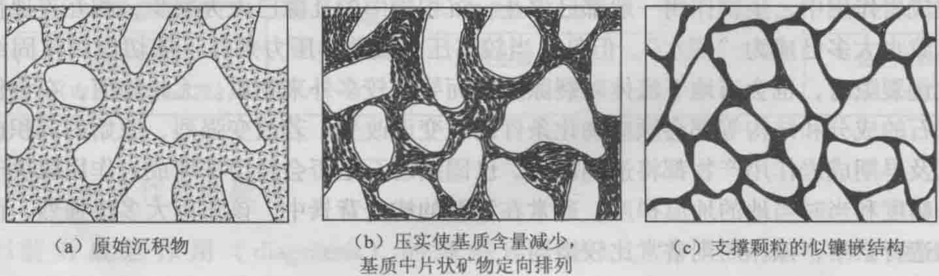

（a）原始沉积物　（b）压实使基质含量减少，基质中片状矿物定向排列　（c）支撑颗粒的似镶嵌结构

图16－1　沉积物的两种整体压实效应

2. 压溶作用（pressure solution）

在沉积物被压实到似镶嵌结构以后，如果压力进一步加大，颗粒的大小和形状就难以继续保持不变，颗粒就可能出现裂纹、错动或波状消光（注意有些波状消光是继承性的），也

可能被压溶。固态沉积物在高应力部位发生溶解的作用称为压溶。压溶的直接结果是改变颗粒相互接触部位的形状或接触类型。压溶开始之前，颗粒相互之间多为**点接触**（point contact），有时可为粗糙的**面接触**（long contact），压溶后则可能演变为光滑的面接触、**凸凹接触**（concavo-convex contact）或**缝合线接触**（sutured contact）（图 16－2）。压溶的成分全部进入到粒间水溶液中，它们可在邻近压力较低部位重新参与沉淀矿物的形成。在很高压力作用下，沉积颗粒可全部或主要呈压溶性接触形成压溶性镶嵌结构，如沉积石英岩就具有这样的结构。就作用机制而言，压溶应属化学变化过程，压力只是使矿物的溶解度加大。在石英颗粒的压溶中，受力面上的粘土释放出 K^+ 使 pH 值升高还可进一步加快石英的溶解。因此，压溶也称化学压实。

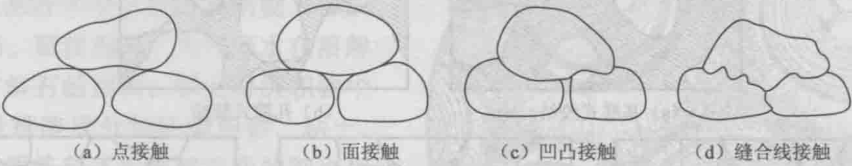


图 16－2　颗粒之间接触类型随压力增大的变化序列

通常，物理或机械压实发生在浅埋成岩阶段并随沉积物的固结而减弱，而压溶则盛行于深埋成岩阶段并可一直向浅变质阶段延续（如形成压力影构造）。

（二）胶结作用（cementation）

彼此分离的颗粒被胶结物焊结在一起的作用称为胶结作用，它是使陆源碎屑和生物碎屑、内碎屑、鲕粒等颗粒性沉积物固结的主要作用。

在胶结作用中，从粒间水溶液中沉淀出来、对分离颗粒起焊结作用的化学沉淀物称为**胶结物**（cement），其沉淀空间可以是沉积物中的任何孔隙，如颗粒内部的孔洞、裂隙、解理缝，生物化石的房室、体腔，生物礁中的间隙等，但最重要的沉淀空间还是粒间孔隙。实际上，只有沉淀在粒间孔中的胶结物才可将分离颗粒焊结起来。

胶结物的沉淀除需要沉淀空间外，还需要有相关离子的补给，这只有通过孔隙水的流动才能实现。例如每单位体积方解石胶结物就至少是 5400 个单位体积的过饱和孔隙水的沉淀结果。因此，胶结作用主要在早期成岩阶段进行。胶结物的物质在同生作用阶段主要由环境底层水提供，在浅埋成岩阶段主要由埋藏沉积物中不稳定成分的分解提供。在陆源碎屑沉积物中，常见胶结物有硅质矿物（如石英）、方解石、赤铁矿、粘土、海绿石、石膏等，其次是菱铁矿、绿泥石、重晶石、沸石等。同一陆源碎屑沉积物中的胶结物可以只有一种，也可以有多种。在碳酸盐或硅质沉积物中，常见胶结物则分别是碳酸盐矿物（文石、方解石等，它们常被称为**亮晶胶结物**（sparry cement）和硅质矿物。胶结物属广义化学沉积物的范畴，其沉淀符合化学沉积作用的一般原理，对揭示胶结时的作用条件，如孔隙水的离子成分、盐度、pH 值、E_h 值等具有指示性意义。

当沉积物含有较多基质而缺少粒间孔时，胶结物很少形成，这时的基质在压实过程中对较大颗粒也具有焊结作用，也可看成是实际意义上的胶结物，但它们与真正意义上的胶结物具有完全不同的成因，决不能将它们等同看待。在无特殊说明的情况下，通常所说的胶结物指的都是真正意义上的胶结物。

胶结作用对机械压实具有一定妨碍，尤其不利于似镶嵌结构的形成，但对化学压实似乎没有影响。胶结作用是一种重要的成岩作用，在成岩作用的研究中占有重要位置。除胶结物的成分以外，胶结物的分布、胶结物的结构、不同胶结物间的关系等也是反映胶结特征的几

个重要方面。

1. 胶结类型（cementation type）

由于胶结物的胶结对象是各自分离的颗粒，因而这些颗粒相互间的位置关系对胶结物的分布就有重要影响。在沉积学中，胶结物的不同分布特点被定义为胶结类型。主要的胶结类型有以下几种（图16-3）。

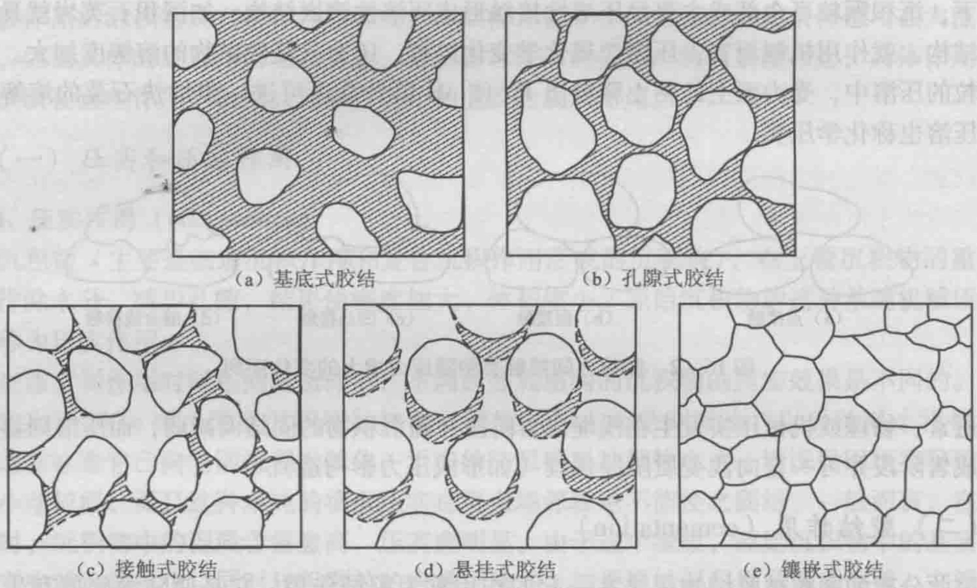


图16-3　不同胶结类型示意图（画斜线者为胶结物）

◎ 基底式胶结（basal cementation）：被胶结颗粒彼此相距较远，互不接触而“漂浮”在胶结物背景中。这时的胶结物只能形成在颗粒沉积的同时或在颗粒沉积之前，即不会晚于同生期。从支撑机制看，颗粒之所以“漂浮”，显然是由于基质支撑的缘故。所以这时起胶结作用的只是基质而已（粘土基质或泥晶等）。

◎ 孔隙式胶结（porous cementation）：沉积物为颗粒支撑，胶结物分布在粒间孔内，这时的胶结物可以是基质，但更常见的还是真正意义上的胶结物。若是基质，它形成于同生期或沉积期，或可能是原基质支撑经压实改造形成。若是真正意义上的胶结物，则多形成于浅埋成岩期，少数可形成于同生期或深埋成岩期。

◎ 接触式胶结（contact cementation）：沉积物也为颗粒支撑，但胶结物只分布在颗粒之间的接触点附近，粒间孔内部仍是未被充填的孔隙。这种胶结类型是某种特殊成岩条件的反映。有两类沉积物可能形成这种胶结类型：一是干旱地区处在地下潜水面以上的风成砂，那里地表蒸发量很大，当地下潜水顺毛细管上升弥补蒸发损失时，少量粒间水可能残留在粒间接触点周围，水中离子浓度也随之升高，最后就可沉淀出胶结物来。二是某些暴露在空气中的颗粒性碳酸盐沉积物因大气降水向下渗透也只有少量粒间水附着在粒间接触点周围，当其中溶解了较多 $CaCO_3$ 时也会有沉淀作用发生。这时胶结物的表面常向接触点方向凹进（这实际是附着水自由表面的形态），故又称**新月型胶结**（meniscus cementation）（Longman，1980）。接触式胶结虽然也可使沉积物固结，但固结程度一般不高。若潜水面抬升或沉积物进一步深埋，粒间孔将被水充盈，接触式胶结将发展成或被叠加上孔隙式胶结，这一演变史可由先后沉淀的胶结物的成分或结构差异显现出来，但是，当缺少这方面的差异时，原接触式胶结就会被掩盖或混淆。接触式胶结可看成是浅埋成岩作用的产物。有时候，在表生成岩

阶段，原孔隙式胶结也可因大部分胶结物被溶解而形成溶蚀残余型接触式胶结，但严格讲，这不是接触式胶结而只是一种溶蚀结构而已。

◎ 悬挂式胶结（pendant cementation）：当胶结物和它附着（或胶结）的颗粒具有一致的相对方位时称为悬挂式胶结或**重力式胶结**（gravity cementation）（Longman，1980）。实际上，胶结物大都附着在颗粒的下部。在某些颗粒性碳酸盐沉积物中可以出现这种胶结类型（图16－4）。当松散沉积物处在地下潜水面以上时，大气降水可通畅地向下渗透，但部分渗透水可能会悬挂在颗粒下方。渗透水通常对上部沉积物中的文石、镁方解石有较强的溶解能力，到达下部时将逐渐趋于饱和，最后就可从悬挂水中沉淀出胶结物来形成悬挂式胶结。顺便指出，大气降水在溶解文石、镁方解石的同时，原上部沉积物中混入的少量难溶成分如陆源粉砂、粘土、铁质、有机质等和还未溶解完毕的细小生物碎屑等也会随渗透水一道向下迁移。在渗流通道狭窄处（如通道已基本被胶结物堵塞的地方）它们将被过滤出来滞留在粒间孔内，有时还可发育隐约的水平或顺渗透水运动方向的纹理。这部分滞留的难溶细粒物质称为渗滤砂或**渗滤粉砂**（vadose silt），它们常常出现在粒间孔的下部或粒间狭缝处，若粒间孔壁上沉淀有方解石胶结物，则它们充填在粒间孔的中央部位（图16－4）。在碳酸盐沉积物中，悬挂式胶结、新月型胶结和渗滤粉砂是大气渗流成岩作用（属特殊的浅埋成岩作用）的极好标志。

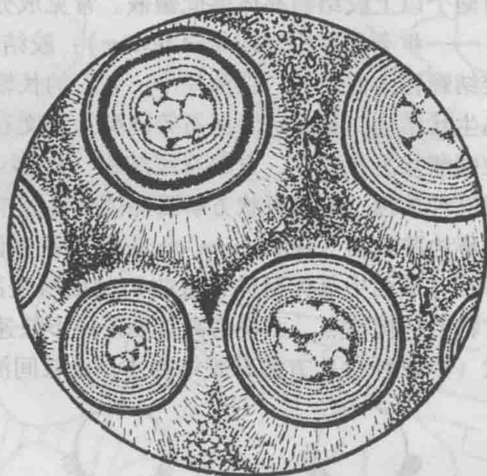


图16－4　碳酸盐（鲕粒）沉积物中针状方解石的悬挂式胶结和渗滤粉砂（单偏光，$d=2.5$mm）

◎ 镶嵌式胶结（mosaic cementation）：这种胶结类型只出现在砂级陆源碎屑沉积物中，颗粒之间因压溶而多呈面接触、凸凹接触或缝合线接触。残留的少量粒间孔内虽然也有胶结物，但胶结物与被胶结颗粒（常为石英）的成分一致，晶格也是连续的，看起来颗粒均镶嵌在一起而没有胶结物显示，故也称无胶结物式胶结。这种胶结类型常在似镶嵌结构的基础上发展而成，通常都是深埋成岩作用的产物。

2. 胶结物的结构

胶结物的结晶程度、晶体大小、形态、排列等形貌特征称为胶结物的结构，它与胶结物的成分一样，也要取决于胶结时的物化条件。

◎ 非晶质结构：胶结物为非晶质物质，在偏光显微镜下没有光性，通常是蛋白石、胶磷矿等胶体沉淀，为同生阶段形成的。这种结构比较少见。

◎ 隐晶质结构：胶结物为显微隐晶质，其晶体极其细微，没有固定边界或边界模糊，在偏光显微镜下已有光性反应，但干涉色很低。常见的是玉髓或隐晶磷酸盐，可从粒间水溶液中直接沉淀形成，也可由蛋白石、胶磷矿等失水转化形成。为同生或浅埋成岩阶段的产物。

◎ 显晶质结构：胶结物结晶很好，晶体形态清楚，在偏光显微下光性特征典型。可形成于整个成岩作用阶段。进一步还可划分成如下几种结构。

——微晶结构：胶结物晶体细小（$<5\mu m$），多个晶体叠置起来才能达到普遍岩石薄片的厚度，因而在偏光显微镜下见到的只是该晶体集合体的特征。常见的有微晶石英、粘土矿

物、泥晶碳酸盐矿物等。微晶石英常由玉髓转化而来（这时常残留有玉髓的某些光性特征）。粘土矿物和泥晶碳酸盐矿物大多是基质，只是起胶结作用而已，但少数情况下也可由粒间水的沉淀作用形成，形成真正意义上的胶结物，这时的粘土晶体干净透明，常在被胶结颗粒表面呈放射状或薄膜状生长，晶体之间没有其他杂质（如有机质、铁质等），但泥晶碳酸盐却没有特殊的结构标志，与基质泥晶不易区分。

——镶嵌粒状结构：胶结物晶体比较粗大，但小于粒间孔和被胶结颗粒，在一个粒间孔内有两个以上胶结物晶体彼此镶嵌。常见成分是方解石、白云石、石膏、重晶石或石英。

——栉壳状结构（ctenoid texture）：胶结物晶体呈针状、锥状、柱状或片状、板状垂直被胶结颗粒表面生长，在薄片中，它们的长轴彼此平行或大体平行，貌似梳齿或草丛，故又称丛生状结构。粘土、绿泥石等硅酸盐和文石、方解石等碳酸盐可形成这种结构，尤其是在颗粒碳酸盐沉积物中，方解石胶结物（许多可能都是由文石或高镁方解石转化而来）更常具有这种结构。若栉壳状方解石晶体长度基本一致可构成一层厚薄均匀的胶结物，这时也称**等厚环边胶结物**（isopachous cement）。通常认为，针状方解石的前身是针状文石，叶片状方解石（断面中晶体延伸有弯曲）的前身是高镁方解石，它们转变为方解石后仍保留了原始矿物的结构特点，可视为高盐度条件下快速同生胶结或极浅埋藏胶结的证据。只有柱状或锥状（以及粒状）方解石胶结物才是由粒间淡水缓慢沉淀形成的（图 16－5）。

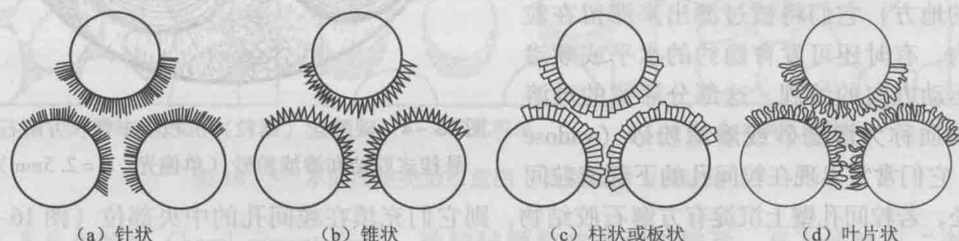


图 16－5　胶结物的栉壳状结构（切面形态）

——加大边结构（enlargement texture）：又称**共轴增生状结构**（syntaxial overgrowth texture），即胶结物与被胶结颗粒的成分相同，晶格连续，就好像被胶结颗粒向着粒间孔隙长大了一样。这时的胶结物称为被胶结颗粒的自生加大边、共轴增生边或简称为加大边。当被胶结颗粒为单个晶体时常发育加大边，如陆源碎屑中的单晶石英、长石，生物碎屑中的海百合茎等。其他单晶重矿物碎屑，如电气石、锆石等偶尔也可发育加大边。有些生物壳体如介形虫、有孔虫、三叶虫等是由大量垂直壳面的纤状方解石紧密平行排列构成的（即层纤结构或玻纤结构），各个方解石纤体可分别同时加大，共同构成一个“栉壳状”的集合体加大边（亦即等厚环边胶结物）（图 16－6）。尽管看起来加大边与被胶结颗粒是一个光性连续的整体，但二者决不能混淆。有些加大边与被胶结颗粒之间的分界面上还残留有连续或断续分布的尘点状杂质或者加大边显得更加干净透明，可以清楚地将它们区别开来。这种加大称有痕加大。另外一些加大边与被胶结颗粒之间的分界面上没有杂质，二者也同样干净透明，这种加大称无痕加大。颗粒是否有无痕加大可用阴极发光技术判别，即用阴极射线照射抛光的岩石薄片，用反光显微镜观察，加大边和被胶结颗粒的发光情况（颜色或明暗）通常是不同的（因为它们的微量元素成分不同）。如来自火成岩或变质岩的碎屑石英可发蓝紫－棕色的光，碎屑长石发各种浅－深蓝的光，而加大边石英和长石则不发光。普通偏光显微镜对辨别无痕加大是无能为力的，只是有时候可根据所见颗粒的不正常形态推测加大边的存在，如石英碎屑以局部的触角或尖角与相邻石英紧密镶嵌，该触角或尖角就可能是加大造成的，介形虫壳体大大超出了常规厚度可能指示有栉壳状加大等（图 16－6）。加大边可形

成于同生阶段或浅埋成岩阶段，也可能延续到深埋成岩阶段才最后完成。

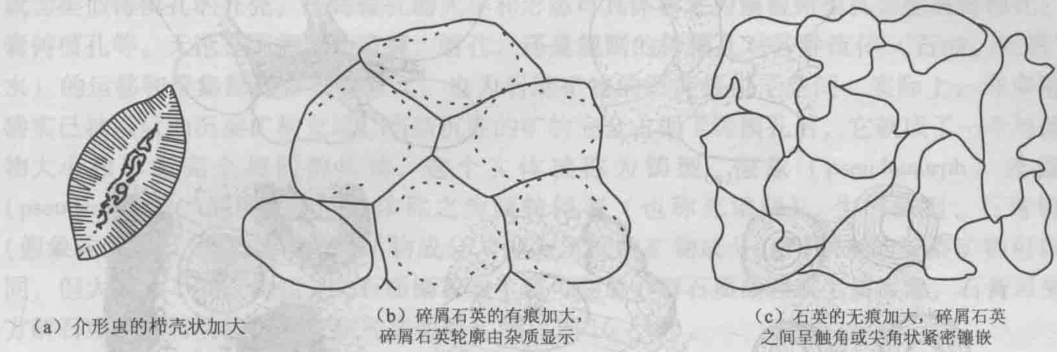
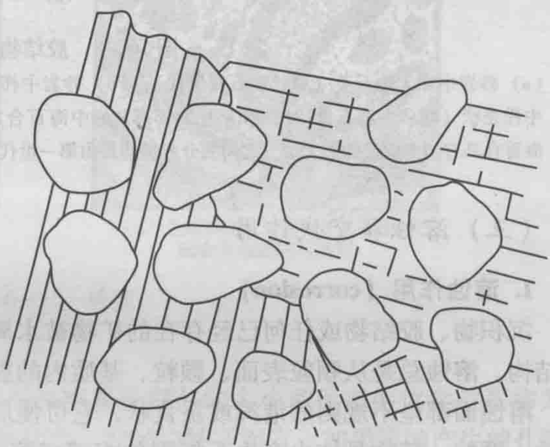

(a) 介形虫的栉壳状加大
(b) 碎屑石英的有痕加大，碎屑石英轮廓由杂质显示
(c) 石英的无痕加大，碎屑石英之间呈触角或尖角状紧密镶嵌

图 16－6　胶结物的加大边结构

——嵌晶结构（poikilotopic texture）：又称**连晶结构**，胶结物晶体粗大，一个晶体可占据或通过两个或两个以上相邻粒间孔，被胶结的某个或某几个颗粒看起来就像镶嵌在了这个晶体的内部，该晶体还常常有向固有结晶形态发育的趋势（图 16－7）。方解石、石膏、硬石膏、重晶石、沸石等胶结物易形成这种结构。它形成于深埋成岩阶段，是其他结构的重结晶产物。


图 16－7　硬石膏胶结物的嵌晶结构

3. 胶结物的世代性（cement generation）

胶结是一个长期的作用过程，胶结物的成分和结构可因孔隙水物化条件的改变而改变，从而导致同一粒间孔内的胶结物在成分或结构上出现分带，这种现象称为胶结物的世代性。在无交代的情况下，同一粒间孔内愈早沉淀的胶结物愈靠近被胶结颗粒的表面，所以直接附着在颗粒表面的胶结物就是第一世代，以后的世代就逐渐远离颗粒而向粒间孔中心发展。在陆源碎屑岩（如砂岩）中，世代性通常表现为成分或结构不相同的两个世代，如加大边石英－粒状硬石膏（或方解石）世代、栉壳状绿泥石－杂针状绿泥石世代等。在颗粒碳酸盐岩中，世代性更发育，可形成 2～3 个世代且主要是由同种矿物（方解石）的不同结构表现出来的。通常第一世代为栉壳状或加大边状，第二世代为粒状，或者第一世代是相对细小的粒状，第二世代为相对粗大的粒状，之间可以有明显的分界，也可以是过渡的。在上述两个世代的基础上，有时还可在粒间孔中央出现更为粗大的第三世代，偶尔第一、第二世代都是加大边，仅由杂质（有机质和泥晶）勾勒出它们之间的分界（图 16－8）。当然，由相同成分和结构的胶结物填满整个粒间孔也可形成无世代的胶结物。

胶结物的世代性是推断成岩历史的重要依据之一。例如，由加大边石英和粒状硬石膏构成的世代就反映了粒间水的 pH 值由低到高的转变，针状、叶片状的栉壳状方解石和粒状方解石构成的世代反映了孔隙水由较高盐度向较低盐度或淡水的转变，细小和粗大粒状方解石的世代反映了粒间淡水离子浓度持续降低，沉淀速度持续减慢等。

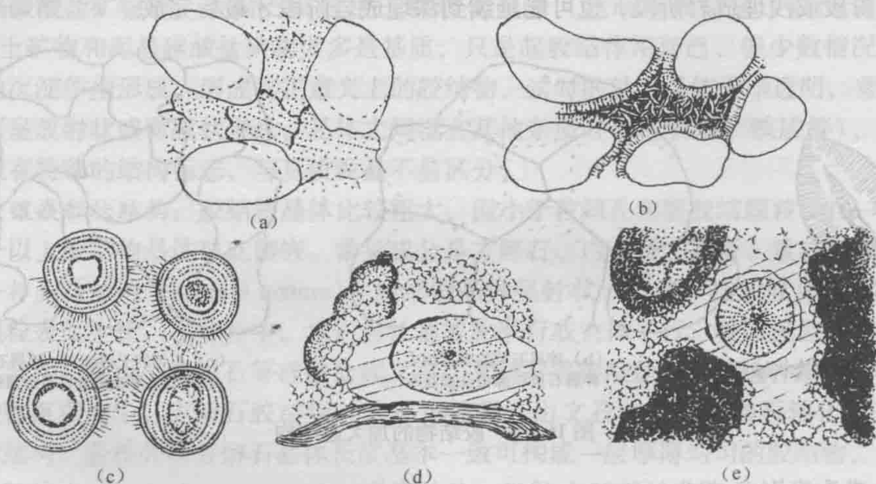


图 16-8　胶结物的世代性

(a) 砂岩中加大边石英（粒状硬石膏世代）；(b) 砂岩中栉壳状绿泥石（杂针状绿泥石世代）；(c) 鲕粒灰岩中栉壳状（粒状方解石世代）；(d) 生物碎屑灰岩中海百合加大边（粒状方解石世代）；(e) 颗粒灰岩中一个海百合具有两个世代的加大边，之间的分界可能是由第一世代加大边轻微泥晶化造成的，第三世代为粒状方解石

（三）溶蚀和交代作用

1. 溶蚀作用（corrosion）

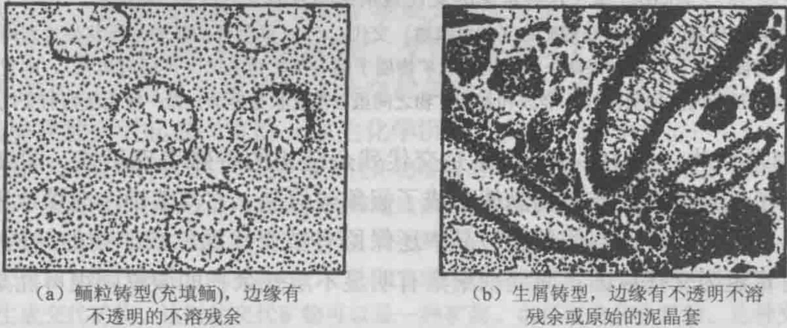
沉积物、胶结物或任何已经存在的矿物被水局部溶解称为溶蚀，剩下来的部分就具有溶蚀结构。溶蚀总是从颗粒表面、颗粒、基质内的裂缝等部位开始再逐渐扩展开来。通常情况下，溶蚀面都呈不规则的港湾或蚕食状，它可使形态一定的颗粒或矿物晶体变得残缺，或在基质、颗粒、矿物晶体内产生不规则的溶缝或溶孔（许多溶孔实际只是溶缝某个断面的形态）（图 16-9）。随着溶蚀的持续进行，遭溶蚀的颗粒、矿物晶体或基质可能只会留下少量残余，甚至完全消失。



图 16-9　溶蚀现象

当共存的矿物成分不相同时，溶蚀常有比较严格的选择性，即只有其中一种矿物受溶蚀而其他矿物不受影响，因此，在一定条件下相对易溶的颗粒被完全溶解后，就能在它周围相对难溶的成分中留下一个大小和形态等同于已溶颗粒的溶孔，这样的溶孔称**铸模孔**（mold pore）。有两种情况可形成极好的铸模孔：一是易溶的较大颗粒被大片难溶的细小矿物（如基质）包围，如泥质沉积物中的石盐晶体，方解石、白云石泥晶背景中的文石质鲕粒、生物碎屑、石膏晶体等被选择性溶解后就可形成相应形态的铸模孔。二是有些颗粒（如鲕粒、生物碎屑等）溶蚀时，内部含有的少量粘土、铁质、有机质等难溶杂质常残留在溶蚀面上，

溶蚀完毕后就可形成一个带有由难溶物质构成的外壳的铸模孔。生物碎屑的泥晶套有时也会成为类似铸模孔的外壳。按铸模孔的大小和形态可具体称之为鲕粒铸模孔、生屑铸模孔、石膏铸模孔等。无论是不规则的溶缝、溶孔，还是规则的铸模孔对各种流体（石油、天然气、水）的运移和聚集都具有重要意义，也为后继矿物的沉淀提供了空间。实际上，许多溶孔确实已被以后的沉淀矿物充填。当新沉淀的矿物完全占据了铸模孔后，它就成了一个与被溶物大小和形态完全相同的实体，这个实体被称为**铸型**、**假象**（pseudomorph）或**假晶**（pseudocrystal）。同样，也可具体称之为鲕粒铸型（也称充填鲕）、生屑铸型、石膏铸型（假象或假晶）。铸型或假象的矿物成分（即新沉淀的矿物成分）与原来的被溶矿物可以相同，但大多数不同。例如，文石质鲕粒或生屑可变成方解石质鲕粒或生屑假象，石膏可变成方解石或白云石质的石膏假象（或假晶）等（图 16－10）。



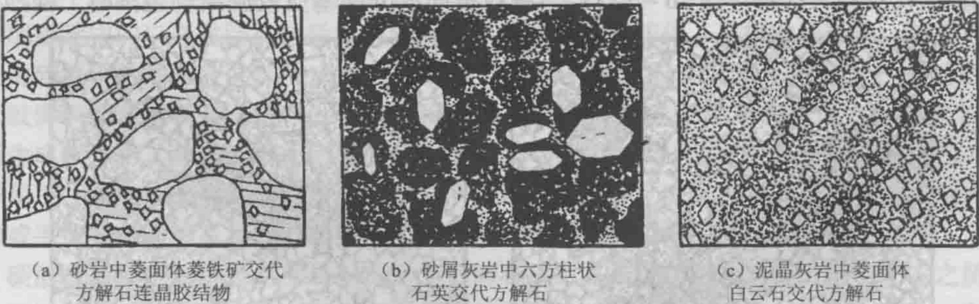
（a）鲕粒铸型(充填鲕)，边缘有不透明的不溶残余　　（b）生屑铸型，边缘有不透明不溶残余或原始的泥晶套

图 16－10　铸型

2. 交代作用（replacement）

一种矿物直接置换另一种矿物同时还保持被置换部分的大小和形态的化学过程称为交代，能够显示这种置换关系的结构称为交代结构。就结构特征而言，如果溶蚀产生的孔洞又被后继矿物充填，那么交代同溶蚀就有些相似，这需要作具体分析。交代结构可分为以下 4 种类型。

◎ 漂浮自形晶结构（图 16－11）：交代矿物以其自由的结晶形态彼此分离地出现（或漂浮）在被交代矿物的背景中，晶体出现的密度可以比较均匀，也可受沉积成分或结构构造的控制，如有时只出现在基质或胶结物内或只出现在颗粒中，有时则沿某个裂隙系统（如压溶面）分布等。例如，石灰岩被石英或白云石交代时常常形成这种结构。



（a）砂岩中菱面体菱铁矿交代方解石连晶胶结物　　（b）砂屑灰岩中六方柱状石英交代方解石　　（c）泥晶灰岩中菱面体白云石交代方解石

图 16－11　漂浮自形晶结构

◎ 交代残余结构（图 16－12）：也称蚕食结构，即颗粒、基质或胶结物矿物被交代矿物集合体部分置换，而另一部分则残留，交代和被交代矿物之间有一个不规则的蚕食状分界面。由于未被交代的部分还保留着原来的成分和结构。这样的结构也称正残余结

构。图 16－12 是交代残余结构的几种常见表现形式，可根据结构自身的特征判别交代和被交代的关系。交代残余结构显然也可通过溶蚀、充填两个分开的步骤形成，但当被“蚕食”的部分还隐约显示出原有的轮廓或某些结构特征时则可肯定是由交代形成的。

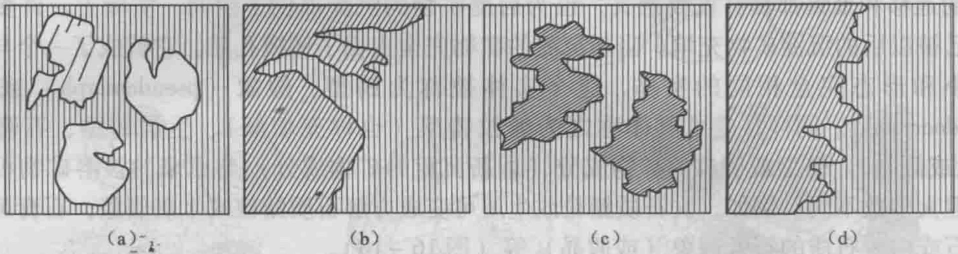


图 16－12　几种常见的交代残余结构及其交代关系的判别

(a) 颗粒（如陆源碎屑）被画竖线的矿物（如胶结物）交代；(b) 画竖线的矿物呈脉状伸进到画斜线矿物内部，则斜线矿物被交代；(c) 如果两个孤岛状斜线矿物属于同一个矿物晶体（可同时消光），则它通常是被交代矿物，否则无法判别；(d) 竖线和斜线矿物之间虽有蚕食状分界面，但一般无法判别交代关系

◎ 交代假象结构（图 16－13）：这是交代残余结构的特殊表现形式，即交代矿物选择性地完全置换了被交代颗粒或矿物晶体形成了假象或假晶。它与溶蚀－充填成因的假象或假晶有时也不易区分；同样，当假象或假晶中还保留有被交代颗粒或矿物的结构构造或解理、双晶特点时可肯定为交代成因；而周围聚集有明显不溶残余物的假象则很可能是溶解－充填的产物。

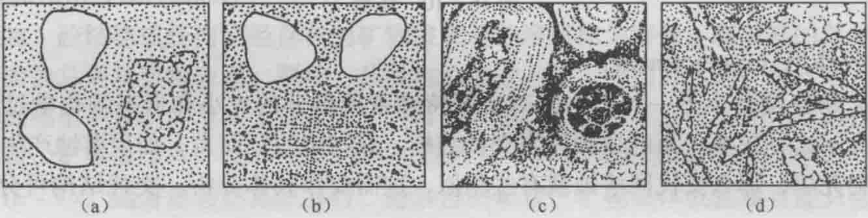
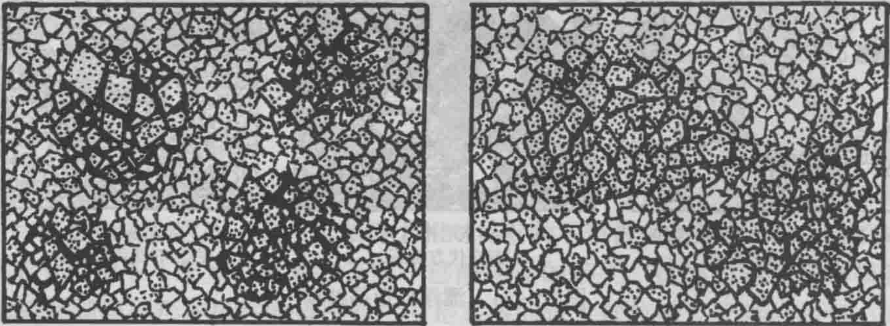


图 16－13　交代假象结构

(a) 方解石交代碎屑长石而具有长石假象；(b) 粘土矿物交代长石而具有长石假象同时残留有长石的解理；(c) 玉髓交代腕足碎片和鲕粒而具有腕足和鲕粒假象同时残留有原始的结构特点；(d) 方解石交代石膏而具有石膏假象（也可由溶解－充填形成）

◎ 交代阴影状结构（图 16－14）：当颗粒被同成分的基质或胶结物包围时，强烈的交



(a) 白云岩中细砂级大小的白云石质球状阴影，可能是鲕粒的阴影

(b) 白云岩中非规则状白云石质阴影，难以确切判别是何种颗粒的阴影

图 16－14　交代阴影状结构

代可能会突破交代假象的边界使边界消失，或者基质、胶结物同时被交代，仅因结构或所含杂质不同使原颗粒中的交代产物在晶体粒度、洁净度等方面与周围交代产物出现差异，结果原颗粒所在部位就变成了一个成分或结构都相对特殊，而边界模糊或呈过渡状的斑块。这种斑块就是原颗粒的阴影。具有阴影的结构就是交代阴影状结构。交代假象和交代阴影完全没有原始矿物成分残留，但或多或少还保留有原始的外形轮廓，这两种结构可统称为负残余结构。最常见的交代阴影状结构出现在由交代形成的白云岩中，偶尔也出现在交代形成的硅质岩中。陆源碎屑岩中的碎屑颗粒（主要是长石，其次是火山岩岩屑或火山碎屑等）被粘土矿物完全交代形成的假象如果与粘土基质混成一片，有时也可看出它的“阴影”，但严格说，它仍属交代假象的范畴。

上述飘浮自形晶结构、交代残余结构、交代假象结构和交代阴影状结构大体上反映了交代由弱到强的顺序，它不仅使早先存在的矿物成分发生改变，也使原来的结构遭到破坏。当交代强烈时，尤其是还叠加有重结晶作用时，交代将不会留下任何痕迹。例如成层的均匀泥晶方解石沉积物被白云石或硅质矿物完全交代就没有任何交代结构显示（只显示结晶结构），这种结构常常会引起成因方面（原生化学沉淀或交代）的争议。

本质上，交代大致有两种机理，一是在被交代矿物溶解的同时紧接着发生交代矿物的沉淀，溶解和沉淀虽然仍有先后，但其间并不出现通常意义上的溶缝或溶孔，沉淀出的交代矿物通常只是一种矿物。这种交代称溶蚀交代，是成岩作用中的主要交代机理，如方解石、白云石被玉髓、石英交代，玉髓、石英被方解石、白云石交代或方解石被白云石交代等。二是被交代矿物在与孔隙水接触时与孔隙水中的离子发生复杂的化学反应生成交代矿物，这时的交代矿物可以是一种矿物，也可以是几种矿物。这种交代称蚀变交代或简称蚀变，在成岩作用中蚀变主要发生在温压较高的深埋阶段。如长石、石英被粘土矿物交代，斜长石被钠长石、方解石交代等。交代又称为“化”，如被白云石或硅质矿物交代就称为**白云石化**（dolomitization）或**硅化**（silification）等。有时候，交代形成的矿物还可再次被溶蚀或被交代，如由白云石化形成的白云石就可再次被溶蚀或再次被方解石交代，这时也称**去白云石化**（dedolomitization）等。

溶蚀和交代都是化学作用过程，都要受整个作用体系的控制，其中的主要控制因素是被作用的矿物成分和它们赋存的结构状态，孔隙水的成分、pH 值、E_h 值，孔隙水的移动速度以及温度、压力等。当然对具体的溶蚀或交代而言，常常只有一种或几种因素才是最主要的。

（四）重结晶作用（recrystallization）

重结晶作用指固结的岩石中发生的结晶作用。狭义重结晶作用无新矿物生成，是矿物在不改变基本成分的同时为减小表面能而自然增大粒度的过程，广义重结晶还包括有新矿物生成。沉积学中的广义重结晶包括玻璃质或非晶质向晶质的转化、晶格的调整等，前者如岩屑或火山碎屑中的酸性玻璃转变成隐晶的长英质矿物、蛋白石转变成玉髓或进一步转变成石英、胶磷矿转变成磷灰石等。后者如准稳定的斜方文石转变成稳定的三方方解石等（也称为**新生成形作用**，neomorphic action）。粘土矿物转变成绢云母也被认为是一种重结晶。在成岩作用中，典型的硅酸盐矿物重结晶通常不发育，偶尔可见泥级高岭石重结晶成较粗大的蠕虫状或手风琴状高岭石，而非硅酸盐矿物，特别是碳酸盐矿物的重结晶则较普遍。

碳酸盐矿物中较重要的重结晶是泥晶方解石重结晶成极细晶或细晶方解石。它之所以重要，是因为在自生颗粒结构中，泥晶基质重结晶后也会成为“亮晶”（较为透明），它与胶结物亮晶较易混淆，进而影响到对环境水动力的判别。过去曾提出过许多鉴别重结晶亮晶和胶结物亮晶的方法，但有些可能没有普遍意义。一般而言，若重结晶不强，重结晶亮晶常常会含较多杂质或者与重结晶更弱的亮晶及未重结晶的泥晶呈过渡状。若重结晶很强，杂质数量会减少，但这时的共生颗粒也会开始重结晶，而颗粒的重结晶则是比较容易识别的，其典

型现象是颗粒内部出现较多较粗的方解石晶粒使结构遭到破坏，或者颗粒边界同时变得模糊。通常自生颗粒（以及亮晶胶结物）要比泥晶基质更难重结晶，当自生颗粒被重结晶彻底破坏时，岩石中所有原有结构特征也将不复存在，只有鲕粒强烈重结晶后（鲕核和包壳结构完全消失）仍然可完好地保留它的光滑球状形态。这种鲕称为**变晶鲕**（crystalloblastic ooid），分为多晶鲕（由多个镶嵌粒状方解石构成）和单晶鲕（只由一个方解石晶体构成）两种（图 16 – 15）。

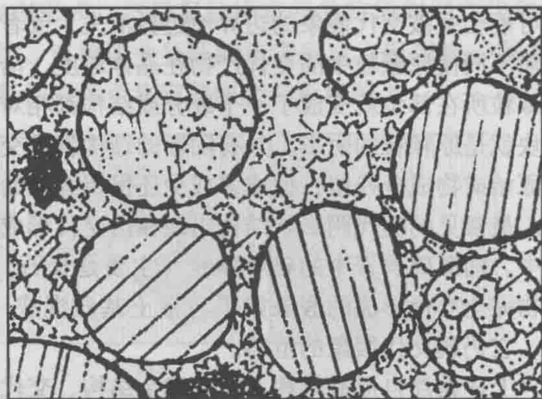


图 16 – 15　变晶鲕及周围的重结晶方解石晶体

成岩作用中的重结晶仍然有水的参与，仍是一种“湿”的过程，但水只是以晶体之间的薄层水膜形式存在的，它是离子从小晶体转移到大晶体的桥梁。当晶体之间被某种不能参与作用的杂质“绝缘”时，重结晶就会受到妨碍。例如，泥状高镁方解石在淡水中溶出 Mg^{2+} 变成泥状方解石后，这些 Mg^{2+} 可能会滞留在方解石表面的水膜中而阻止泥状方解石继续重结晶。同样，当泥状方解石之间存在大量有机质时，重结晶也不容易顺利进行。这可能就是自生颗粒常常更难重结晶和许多古代泥晶方解石可一直保留到今天的一个重要原因。但随着温压的升高，这些妨碍因素将被逐渐排除，因而从总的趋势看，深埋比浅埋对重结晶更有利，常常可形成晶体粗大的结晶灰岩、白云岩或连晶式胶结，而进入变质阶段后，重结晶将更加强烈和广泛。

（五）有机质降解（organic degradation）

有机质在沉积物中分布十分广泛，尤其可相对富集在泥质、碳酸盐、硅质等沉积物内。尽管它们的体积通常只占沉积物的极少部分，但它们沉积后的降解产物对矿物的溶解沉淀有重要影响。沉积有机质主要是由 C、H、O、N 等构成的复杂大分子化合物，如脂肪、碳水化合物、蛋白质、木质素等，所谓有机质降解就是指这些有机质复杂大分子化合物向相对较简单和较小分子化合物 CO_2、NH_3、H_2S、CH_4 等的转变。降解可通过细菌的生物化学方式和无细菌参与的无机方式进行。在埋深加大，细菌活动终止后，降解只以无机方式进行。降解是个极其复杂的化学过程，它除了可以释放出 CO_2、NH_3、H_2S、CH_4 等简单分子外，还可产生许多复杂的有机分子，这些产物中有一部分是可以溶于水的并对孔隙水的 pH 值影响很大。例如，简单分子中的 CO_2、H_2S 和 NH_3 就可分别降低和提高 pH 值，有机分子中的羧酸和酚类可降低 pH 值，尤其是羧酸（如甲酸、乙酸、草酸等）的酸性要强于碳酸，对方解石具有明显的溶蚀能力，也可大大加快对长石的溶蚀。据研究，羧酸等的产出高峰大致在埋藏温度稍低于 80 ~ 120℃（这个温度称生油门限温度，即开始有液态烃生成）时出现。如果沉积物中含较多有机质，那么在这前后，方解石，长石等矿物被溶蚀形成次生孔隙的可能性必将大大增加。另外，降解产生的非水溶性气态烃（如甲烷）虽然不会直接参与成岩反应，但它的大量聚集却可增大局部压力，促使孔隙水的快速移动，同样也可加速成岩反应的进行。

思　考　题

1. 以陆内裂谷盆地和被动大陆边缘盆地为例说明构造背景与砂质沉积物压实强度间的关系。
2. 沉积物的孔隙度（即孔隙的体积含量）常随埋深增加而减小，而当其达到一个极小值以后有时又可增大。试分析其原因。
3. 碳酸盐沉积物中的方解石胶结物常常表现出结构上的世代性，但陆源碎屑沉积物中的石

英胶结物却很少有这样的世代。为什么会有这种差异?

4. 浅海碳酸盐沉积物中的重力型、新月型胶结物和渗滤粉砂可指示一次因地壳抬升或海平面下降而导致的暴露过程。在浅海陆源碎屑沉积物中有什么特征变化也可指示类似的过程?
5. 碳酸盐沉积物被轻微硅化时,硅质矿物常常在残留有机质较多的部位,如生物碎屑、团粒等内部作选择性交代。试分析这种交代的原因和交代发生的早晚。
6. 有些叠层石灰岩或白云岩经强烈重结晶后会失去它原生的藻纹层构造,但在风化面上仍然可以显示粗略的藻叠层的形态特点。这时的藻叠层形态是靠什么显示的?

第十七章　陆源碎屑岩类

一、粗碎屑岩

砾岩（conglomerate）、角砾岩（breccia）和沉积混杂岩（diamictite）合称为**粗碎屑岩**。这是一类含有较多砾级碎屑（即砾石）的沉积岩，但是，砾级碎屑含量应该达到多少才能称为粗碎屑岩却一直没有固定标准。本教材根据 Folk（1974）的意见和我国较流行的用法，将砾级碎屑含量达到或超过 30% 的沉积岩称粗碎屑岩。之所以会取较低的含量标准是因为岩石中的砾级碎屑非常显眼，其含量并不要求很高就可给人以“粗碎屑岩”的强烈印象。更重要的是，岩石中的砾级碎屑常常比砂或以下级别的碎屑具有更重要的沉积学意义。就体积而言，粗碎屑岩在整个沉积地质记录中还不到 1%，但仍可沉积在从大陆到深海的各种环境中。按成因，常见的粗碎屑岩有滑坡角砾岩、洪积砾岩、河成砾岩、湖成砾岩、滨海砾岩、浊积（海底扇）砾岩、冰碛砾岩以及溶洞角砾岩等。在经济生活中，粗碎屑岩是砂金、砂锡等矿产的主要赋存岩石，也是重要的地下水储集岩。

（一）粗碎屑岩的一般特征

粗碎屑岩，尤其是具有较大厚度的粗碎屑岩通常以透镜状、丘状、扇状等形态在局部地域产出，但巨大的海底扇也可绵延上千平方千米。粗碎屑岩横向上常向砂岩过渡。某些分布范围较广的粗碎屑岩也可以较薄的层状与砂岩互层。岩石大多为块状层理，有时有叠瓦构造、交错层理或由砾石大小显示的正、反粒序层理。少数含动植物化石。

粗碎屑岩中的砾石主要是各种先成岩石（母岩）的碎块，如果没有强烈交代，砾石内部的矿物成分和结构（有时还有构造）与提供它的母岩可以毫无区别或至少没有本质差异。常见砾石是由稳定或较稳定矿物构成的、机械强度较高的岩石，如燧石岩、石英岩、脉石英岩、各种中酸性火成岩、片岩、片麻岩、浅粒岩等。较为少见的是由不稳定矿物构成的、机械强度较低的岩石，如各种基性火成岩、石灰岩、白云岩、泥质岩、大理岩等。但不同岩石的砾石成分可相差很大，既可以全部是单一的或间杂有较稳定的砾石，也可以全部是单一或间杂有不稳定的岩石。必须注意，砾石中出现的岩石类型和相对丰度常常并不反映原始母岩中的岩石类型和相对丰度，因为在母岩风化、砾石搬运过程中，有些不稳定砾石可能已经减少或者已经消失了，所以粗碎屑岩的成分成熟度仍有重要的成因意义。当砾石粒度较为细小时（如细砾级），也可能有单晶（常常是石英和长石）砾石。

所有粗碎屑岩都具砾状结构或角砾状结构，砾石的大小、分选、磨圆和支撑特征变化很大。自然界常见砾石的大小多在中－粗砾范围，更粗或更细的砾石都较少。一般说来，岩石中最粗砾石愈粗，砾石的分选也愈差。

粗碎屑岩的成岩方式以胶结为主，胶结物多为硅质、钙质、铁质或泥质。有时，相互支撑的砾石之间可有一定程度的压溶（凸凹接触或缝合线接触）。

（二）粗碎屑岩的分类命名和常见岩石类型

粗碎屑岩中的基本岩石类型是砾岩（具砾状结构）、角砾岩（具角砾状结构）和**沉积混**

杂岩（diamictite，它和构造混杂岩一起总称为**混杂岩或混杂堆积** melange）。按 Raymond（1984）的定义和人们的使用习惯，沉积混杂岩是含大量泥基的粗碎屑岩而不论其砾石的圆度（常常粒度很粗，分选很差，泥基支撑），为此，他只将砾岩和角砾岩限定在不含基质或只含以砂为主的混基的范围内。这样做的理由是，富含泥基的粗碎屑岩一般都有较特殊的成因，如滑坡、浊流、冰川等，有些构造混杂岩如含大量**岩粉**（rock flour）基质的混杂岩，与沉积混杂岩很相像，都是一般混杂岩的重要岩石类型。

三类粗碎屑岩都可按主要砾石的大小和成分进一步划分。

1. 按主要砾石大小划分

◎ *巨砾岩*（boulder conglomerate）（*或角砾岩、混杂岩*）：主要砾石粒径超过 250mm。

◎ *粗砾岩*（cobble conglomerate）（*或角砾岩、混杂岩*）：主要砾石粒径 250 ~ 50mm。

◎ *中砾岩*（pebble conglomerate）（*或角砾岩、混杂岩*）：主要砾石粒径 50 ~ 5mm。

◎ *细砾岩*（granule conglomerate）（*或角砾岩、混杂岩*）：主要砾石粒径 5 ~ 2mm。

2. 按砾石成分划分

◎ *单成分砾岩*（oligomict conglomerate）（*或角砾岩、混杂岩*）：指砾石中，具相同成分的超过 75%，如 75% 以上都是石英岩或花岗岩、石灰岩等。这时砾石的主要成分可直接参与命名，如**石英岩砾岩**（quartzitic conglomerate）、**石灰岩角砾岩**（limestone breccia）等。

◎ *复成分砾岩*（polymict conglomerate）（*或角砾岩、混杂岩*）：指砾石中，没有哪一种单一成分超过 75%。对具体的岩石可按上述划分综合命名，如石英岩粗砾岩、复成分中砾岩等。如有明显的化学胶结物，还可将胶结物冠在名称前面，如钙质复成分中砾岩等。

由于在粗碎屑岩的定义中对砾石含量要求较低，所以在含有砾石的相关岩石的定义中，对砾石含量的要求也都有所降低，但具体的含量规定却不太统一，使用的名称也多有不同。图 17－1 是以 Folk（1974）分类为基础，并结合我国的命名习惯拟定的分类，其中除了砾岩类的砾石含量下限降为 30% 以外，**砾质**（conglomeratic）和**含砾**（Folk 的原文为 slightly conglomeratic）岩类的砾石含量下限也分别降到了 5% 和 0.01%。0.01% 这个含量是非常少的，大致相当于在某个平面内平均 100m 左右的距离内才有 10mm 左右的砾石。实际上他强调的并不是这个量的本身，而只是砾石的有无。在一般砂岩或泥岩中出现粒度明显不协调的砾石通常说明这不是低密度流体的沉积产物，可能与泥流、砂流或冰筏沉积作用有关。

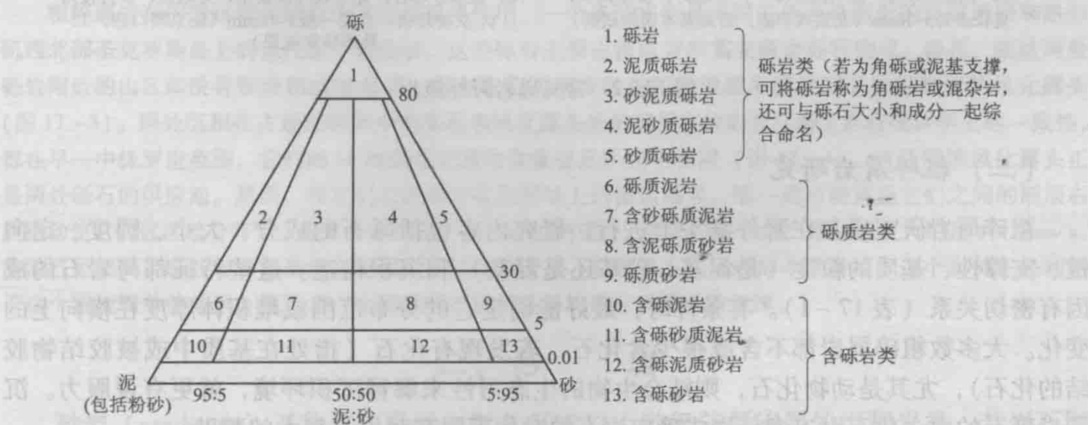


图 17－1　含有砾石的碎屑岩类分类命名

（据 Folk，1974，有修改）

3. 常见粗碎屑岩

◎ *石英岩砾岩*：砾石以石英岩、燧石岩、脉石英等为主，中－细砾级，分选、磨圆较

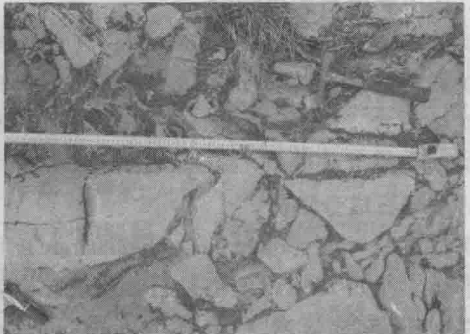
好，颗粒支撑。常见胶结物为石英、方解石、赤铁矿等。

◎ *石灰岩角砾岩或砾岩*：砾石以石灰岩为主或全部为石灰岩，粒度变化较大，可以为粗砾、中砾或细砾，多次角－次圆状，分选好到差，可含较多泥基或混基，有时也可被方解石胶结。

◎ *复成分砾岩*：砾石成分复杂，常见火成岩、沉积岩和变质岩混生，稳定和不稳定砾石比例不定，但不稳定砾石常常较多，圆度中等，分选中等到差。多泥基或混基。混基成分也很复杂。化学胶结物较少，有时有石英胶结物。



（a）石英岩砾岩：砾石主要为石英岩，分选中等，圆状-次圆状（湖南株洲，泥盆系跳马涧组）



（b）石灰岩砾岩：砾石主要为石灰岩，分选差，呈棱角-次棱角状，直径多小于30cm，少量砾石可达50cm以上（湖北黄石，三叠系大冶组）



（c）单成分砾岩：砾石成分单一，分选好，多呈圆状，直径多为5~10cm（北京周口店，石炭系本溪组底部）



（d）复成分砾岩：砾石成分较复杂，分选差，多为棱角状-次棱角状，直径一般5~10mm（北京周口店，二叠系杨家屯组）

图 17－2　常见砾岩野外照片

（三）粗碎屑岩研究

粗碎屑岩研究通常在野外露头上进行，研究内容包括砾石的成分、大小、圆度、定向性、支撑性、基质的粒度（是泥基、砂基还是混基）和沉积构造。这些特征都与岩石的成因有密切关系（表 17－1）。有条件时，最好能确定它的分布范围或堆积体厚度在横向上的变化。大多数粗碎屑岩都不含或很少含化石，若发现有化石（指处在基质中或被胶结物胶结的化石），尤其是动物化石，则结合生物的生态习性来解释沉积环境，就更有说服力。沉积岩砾石的内含化石对追索母岩或确定岩石的时代下限有时也有很大的帮助。

砾石成分是粗碎屑岩成分成熟度的反映。低的成分成熟度说明母岩风化强度较低（意味着砾石成分与母岩成分相对较接近），而低的风化强度可由多种因素造成。典型情况下，分选、磨圆都较好的低风化强度可与不利于化学风化的气候背景联系起来，而分选、磨圆都较差的低风化强度则常是快速堆积埋藏的结果。但高的成分成熟度并非一定说明高的风化强

度，如当分选、磨圆较差或很差时，高的成分成熟度可能只是母岩成分既较稳定也较单一的缘故。理论上，不稳定砾石在成岩过程中会减少，但这种影响一般不大。当然，对粗碎屑岩的成因研究还必须结合其他特征进行，如它参与形成的垂向序列、共生岩石的沉积环境、整个地质体的宏观形态、规模等，这对所有沉积岩的研究都是一样的。

表 17－1　主要粗碎屑岩成因类型的主要沉积特征

沉积环境		大陆泥石流（山体滑坡）	洪　积（洪积扇）	河　流 滨　湖	滨　海	浊流（海底扇、水下扇）	水下泥石流（海底滑坡）	冰　碛
搬运距离		很近	近	较近或远	很远	近或远	很近	很远
搬运流体		重力流	重力流或混浊水流	低密度水流或波浪	低密度水流或波浪	重力流	重力流	冰的塑性或脆性流
沉积构造		块状，有时有反粒序	块状，有时有交错层理和向源倾斜的叠瓦构造	块状或交错层理，向源或向湖倾斜的叠瓦构造	块状或交错层理、低角度交错层理、向海倾斜的叠瓦构造	块状，有时有各种粒序或向源叠瓦构造	块状，有时有反粒序	块状
结构	粒度	中粗砾或更粗	中粗砾为主	中砾为主，有时细砾	中砾为主，有时细砾	中粗砾	中粗砾为主，或更粗	变化很大，通常中粗砾
结构	分选	很差	很差	中等－好	好	通常很差	很差	很差
结构	磨圆	角状	角或次角状	次圆或圆状	圆状	通常次角或次圆状	角、次角或次圆状	角或次角状
结构	支撑	泥基支撑	混基或颗粒支撑	通常颗粒支撑	颗粒支撑	泥基或混基支撑	泥基或混基支撑	颗粒或混基支撑
砾石成分	复杂性	单或复成分	复成分	通常复成分	通常单成分	复或单成分	复或单成分	复成分
砾石成分	成熟度	通常很低	很低	低或较高	通常很高	低或高	低或高	低
砾石成分	与母岩成分比较	很接近	较接近	相差较大	相差很大	相差很大	相差很大	较接近

粗碎屑岩在构造运动的研究中可发挥重要作用。一个典型实例是美国圣地亚哥附近的波威砾岩和洛杉矶西北部圣克罗斯岛上的现代水下扇砾岩。这些砾岩主要由流纹岩和英安斑岩砾石构成。但是，在这两处砾岩附近的山区却没有发现相应的母岩，而在它们东南方的墨西哥埃波罗莫找到了这种母岩的风化露头（图 17－3）。两处沉积在古近纪砾岩中的砾石和风化露头处的碎屑在放射性年龄上具有统计学上的一致性，都在早—中侏罗世范围，它们的 16 种微量元素的含量也几乎完全相同（图 17－4）。这证明该风化露头正是两处砾石的供应地。然而，在它们之间却没有沉积学上的搬运路径。唯一的可能就是它们之间的断层右旋错动使它们远远地分开了。由此计算得出，自古近纪到现在，该断层平均最小错动速度大约是 4～5mm/a。前面已经提到，砾石岩石如果没有经历过强的成岩改造，它就具有它母岩的本质特征。这个实例正是利用了这个看似简单的关系，揭示了一个很重要的区域性新构造运动的活动规律。

二、砂　岩

砂岩（sandstone）又称中碎屑岩，指含 50% 以上砂级陆源碎屑的沉积岩类。若岩石同时还含有 30% 以上的陆源砾石，则应归于粗碎屑岩类。在大陆的沉积地层中，砂岩大约占 25%，是最重要也是研究得最多的沉积岩类之一。砂岩的沉积环境比粗碎屑岩广阔得多，主要沉积在河流、沙漠、湖泊等大陆环境、河海过渡环境（三角洲环境）、浅海至深海环境，并与粗碎屑岩、粉砂岩、泥质岩、碳酸盐岩等共同构成各种各样的垂向序列。在海水不断向



图17-3　美国波威砾岩和圣克罗斯岛现代水下扇砾岩及其母岩风化露头位置

（据 Abbott & Smith，1989）

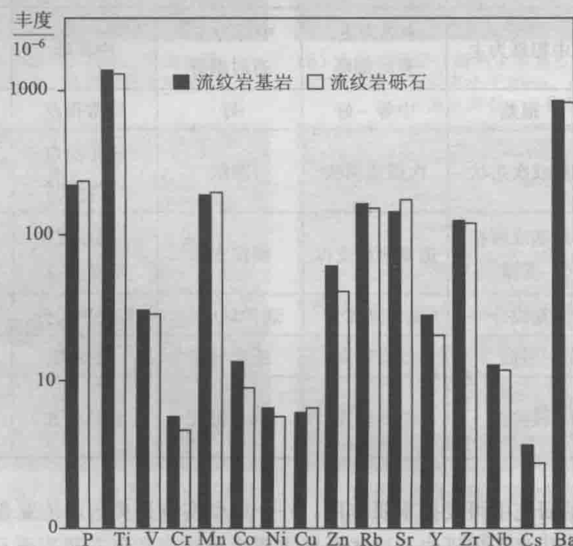


图17-4　波威砾岩中流纹岩砾石和流纹岩基岩微量元素平均含量对比柱状图

（据 Abbott & Smith，1989）

陆推进（海进）的背景条件下，沉积的浅海砂岩可覆盖数千平方千米。在海底扇杂岩中，砂岩与共生的其他陆源碎屑岩的最大堆积厚度可达15km。砂岩具有重要的经济意义，它是两类最重要的油气储蓄岩类之一（另一类是碳酸盐岩），也是地下淡水的巨大存储库，纯净的石英砂或石英砂岩还是廉价的玻璃工业原料。

（一）砂岩的一般特征

砂岩多以较稳定的层状产出，砂体外形可呈席状、丘垄状、水道充填状和扇状等。砂岩的沉积构造极为丰富，特别是各种层理、波痕构造很常见。除了与石灰岩共生或过渡的砂岩中可含一些方解石质自生颗粒（主要是生物碎屑、内碎屑和鲕粒）以外，砂岩中的沉积组分主要是砂级陆源碎屑和基质。砂级陆源碎屑（砂粒）以单晶碎屑最常见，有些砂岩也可

含相当多的岩屑。单晶碎屑主要是石英和长石，另有少量云母和重矿物。岩屑通常是结构细腻致密的岩石，其中以成分稳定者多见，如燧石岩、酸性喷出岩、细到极细粒片岩、片麻岩等，有时也可出现中性，甚至基性火山岩或火山凝灰岩、泥质岩等。岩屑中有些是以多晶石英形式出现的。砂岩中的基质以粘土为主，也包括细粉砂级碎屑，称为泥基或杂基，某些与碳酸盐岩共生的砂岩也可以有碳酸盐质的泥晶基质。当碳酸盐质自生颗粒或泥晶基质增加时，砂岩将向碳酸盐岩过渡。

砂岩的成岩以胶结为主，也有压实、压溶和溶蚀交代，而重结晶一般只发生在胶结物中。典型和常见胶结物有石英、方解石、赤铁矿、海绿石、石膏等。特殊条件下也可出现菱铁矿、绿泥石、重晶石、沸石等胶结物。由基质起胶结作用的砂岩也较常见。

砂岩通常可保留原沉积物砂状结构的整体面貌和粒度、分选、磨圆等结构特征，但支撑类型可能会受到压实作用的影响。

（二）砂岩的分类命名和主要岩石类型

根据研究目的、研究程度的不同，可使用不同的砂岩分类命名方案。

1. 按主要粒度划分

这是最基本也是应用最广的分类方案。典型岩石类型见表 17－2。

表 17－2　按主要粒度划分的砂岩类型

砂岩类型	主要砂粒粒径	
	d 值/mm	φ 值
极粗砂岩（very coarse sandstone）	2.0～1.0	−1～0
粗砂岩（coarse sandstone）	1.0～0.5	0～1
中砂岩（medium sandstone）	0.5～0.25	1～2
细砂岩（fine sandstone）	0.25～0.10	2～3
极细砂岩（very fine sandstone）	0.10～0.05	3～4

2. 按基质含量划分

按基质含量一般只将砂岩分为两类，基质含量较少或无基质时为**净砂岩**（arenite，或简称为砂岩），基质含量较多时为**杂砂岩**（wacke，也译作**瓦克岩**）。但是，两类砂岩之间的基质含量界限却没有统一意见。在我国的许多沉积岩教科书中普遍使用了 15% 这个界限。对更新世到现在海相砂质沉积物，特别是浊积砂（它应该形成杂砂岩）的研究表明，它们的粘土基质含量普遍少于 10%；另一方面，砂质沉积物的基质可以由碎屑颗粒转化而来，如泥质岩屑被压碎，碎屑长石或石英被粘土交代等，这就意味着，古代许多杂砂岩的基质可能不是“沉积的”而是“成岩性的”。基于这种考虑，Raymond（1995）将净砂岩的基质含量定在了 5% 以下，以表明该砂岩可能经历过比较强的淘洗，而将基质含量超过 5% 的砂岩都定为杂砂岩，它们可以有各种成因。我们认为这种考虑和划分是合理的，这里推荐使用这种划分。

3. 按砂粒成分划分

很早以前人们就知道砂粒成分具有深刻的成因含义，并把它运用到砂岩的进一步分类中（如 Krynine，1948）。通常，这种划分都是在砂岩中选用三种成分的砂粒作为端元组分，再按它们的相对含量作三角划分。已经提出的这类方案不下几十种，所选用的端元组分、含量界限、划分方法和使用的岩石名称多不相同。选用不同端元组分和相应的岩石名称多少有其合理的一面，而不同的含量界限和划分方法却主要是一种人为的选择。在绝大多数方案中，三个端元分别都有石英、长石和岩屑。考虑多方面因素，本教材拟定了图 17－5 所示的方

案，其中Q和F端元分别为单晶石英碎屑和单晶长石碎屑，R为所有岩屑（包括多晶石英碎屑），各含量界限和划分方法（即分类界限的画法）沿用了Folk（1970）的分类，但岩石名称作了部分改动，其中的岩屑砂岩还可按主要岩屑类型细分，如火山岩岩屑砂岩、变质岩岩屑砂岩等。



图17－5　本教材的砂岩成分分类

4. 综合划分

在以上三种划分中可同时选用两种或全部三种作综合划分，例如粗粒杂砂岩、岩屑杂砂岩、细粒长石石英净砂岩、中粒长石杂砂岩等。

同粗碎屑岩一样，也可将化学沉淀的胶结物冠在名称之前，如海绿石石英砂岩、钙质长石砂岩、铁质石英砂岩等。如有两种以上成分的胶结物，只选用最有成因意义或含量最多的胶结物，如同时有方解石和菱铁矿胶结物，则选用菱铁矿。

还有一种更老且有争议的砂岩名称，即**硬砂岩**（graywacke，greywacke）现在仍在使用。按Dott（1964）的定义，这是一种杂基含量超过10%～15%、杂基成分主要为云母、绿泥石和粘土的坚硬的杂砂岩，是经过了较强深埋成岩作用（强烈压实和重结晶）的产物。这一术语最初是基于砂岩野外露头特征而定义的，其后的应用也一直比较混乱，目前，国际上普遍赞同废弃这一术语。

除了上述划分和名称以外，在沉积环境研究中还经常按沉积构造（主要是层理）划分和命名，如交错层砂岩、平行层理砂岩、块状砂岩等。

5. 砂岩主要类型

◎ *石英砂岩*：大多为中－细砂岩，碎屑中95%以上都是单晶石英，可含少量燧石岩岩屑和单晶长石。分选磨圆通常较好，颗粒支撑。胶结物成分变化较大，但大多有石英（主要是加大边），其他的可以是方解石、铁的氧化物或氢氧化物、海绿石、石膏等。少数石英砂岩可含较多粘土或碳酸盐泥晶基质而成石英杂砂岩。当长石、岩屑增多时可向长石石英砂岩或岩屑石英砂岩过渡。

◎ *长石砂岩*：以中－粗砂岩多见。碎屑中单晶长石含量较高，当单晶石英少于75%且长石是岩屑的3倍以上时即为长石砂岩。长石以碱性长石和中酸性斜长石为主。分选磨圆变化较大，从差到好都可出现。多数长石砂岩都是杂砂岩，少数为净砂岩并被部分加大边石英和钙质、铁质等胶结。随岩屑含量增高可向岩屑长石砂岩过渡。

◎ *岩屑砂岩*：粒度变化较大，粗、中、细粒都常见，碎屑中岩屑含量较高，当单晶石英少于75%且岩屑是长石的3倍以上时即为岩屑砂岩。岩屑成分与粒度有一定关系，细粒时多以

隐、微晶质岩屑（如火山岩）为主，粗粒时则趋于复杂。岩石大多富含粘土基质，属杂砂岩类，少数为净砂岩而被加大边石英和方解石胶结，当长石含量增加时可过渡为长石岩屑砂岩。

（三）砂岩的岩相学研究

砂岩的粒度和沉积构造在垂向上的变化（即沉积序列）具有重要的成因意义，必须在野外就建立起序列的整体框架。在可能条件下最好能通过横向追索，按砂岩厚度的变化情况推测或确定砂体的整体形态。

砂岩显微鉴定有一个难点，即对岩屑种类的鉴定，其困难之处在于砂粒很小，常常不能反映这种源岩的成分和结构的全貌，而且在风化、沉积和成岩作用中还会发生变化。正因为如此，对岩屑的鉴定就常常比较宽泛。图 17－6 是一些常见岩屑的镜下素描图，其中的喷出岩类型大多只是源岩的基质部分，可按喷出岩基质的结构鉴定，不同的是，这部分基质常常已有不同程度的重结晶，或其中的铁或含铁矿物已经氧化，所以酸性喷出岩，常具长英质的霏细结构、放射球粒结构或微粒结构，并常有析出的微粒磁铁矿（或氧化成褐铁矿）散布，有时也可见到石英斑晶。中性喷出岩基质因含较多铁质，整个岩屑可呈浅褐红色，内部有分散杂乱或定向排列的针状或小板状斜长石微晶。基性喷出岩基质含铁更多，除了搭成格架或呈分散状的斜长石微晶（这时的微晶常比中性喷出岩的微晶更粗大）以外，整个岩屑常是不透明的，偶尔可带有斜长石斑晶。火山碎屑岩岩屑一般都是中酸性的凝灰岩，整体也呈浅深不同的褐红色调，其中可见炸碎的尖棱状石英晶屑或有由颜色显示的纹理，也常重结晶成霏细状或微粒状。其中的纹理常常是弯曲的，不是流纹（假流纹）。沉积岩岩屑中的燧石岩通常都很干净透亮（与酸性喷出岩类似），但不含铁质微粒，内部常是极细小的粒状玉髓或呈扇状排列的纤状玉髓，但重结晶后它们都会变成细小镶嵌状的石英（多晶石英）。泥质岩岩屑常常是页岩，主要由泥级粘土矿物和许多不透明质点构成，整体显得“肮脏”或“污浊”，但多有很低的背景干涉色，若出现定向排列的绢云母（偶尔还有绿泥石，它们常有大体一致的消光位），则可能是板岩或千枚岩岩屑，但习惯上仍称为泥质岩岩屑。粉砂岩岩屑中能清楚地分辨出内部的角状石英粉砂和其间的胶结物，边缘部位的粉砂很少被岩屑边缘轮廓线切过，而是可突出出来。变质岩岩屑中的片岩通常都是多晶石英，单个石英形态不规则，但大多都顺岩屑长轴伸长，偶尔在石英颗粒之间可出现细小的白云母片。片麻岩也是多



图 17－6　砂岩中某些岩屑的显微镜下素描图，主要表示岩屑的内部结构

在两种偏光系统下观察，无特定比例

晶石英，但石英常可分成大小明显不同的两群，大颗粒形态不规则，小颗粒为等轴粒状。其他多晶石英常常不容易准确鉴定，一般认为，当晶间接触界线相对简单时为微晶花岗岩或细晶岩（有时可含长石晶体），当晶间接触界线很不规则（如锯齿状、港湾状等）时为变粒岩或浅粒岩（石英岩），也可能是片麻岩、脉石英。如果难以判断，可笼统称之为多晶石英。还有一种较特殊的花岗岩岩屑是在一个长石晶体内发育有文象状或水滴状石英，长石新鲜或已不同程度粘土化。最难认定、最容易引起争议的岩屑是石灰岩岩屑，它可以由泥晶方解石构成，更多的是由较粗晶方解石构成。争议的原因是，这样的“碎屑”有可能是自生颗粒（如内碎屑）或其重结晶的产物，也可能是长石，其他岩屑或石英被交代成的“假象”。但在下述情况下可将其看成是石灰岩岩屑：整个砂岩不与石灰岩共生，有时与含石灰岩砾石的粗碎屑岩共生；岩石中富含粘土基质或呈杂基支撑；共存的长石碎屑没有被方解石交代的迹象。其他有助于认定的特征还有共存砂粒分选较差、长石、石英碎屑的磨圆不好等（图 17－7）。如果不是这样就不能轻易认定，如岩石富含碳酸盐（方解石或白云石）泥晶基质，石英碎屑明显被泥晶蚕食，同时又见不到长石碎屑，而看起来像“石灰岩岩屑”的砂粒却多少带有长石的板状晶形，这时几乎可肯定它是长石碎屑的假象。对砂岩其他特征的显微研究可参看碎屑结构和成岩作用部分。

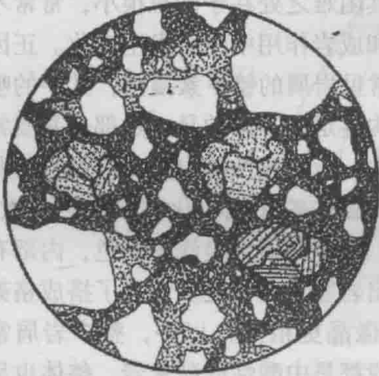


图 17－7　石灰岩岩屑和石英碎屑与粘土基质共生

（单偏光，$d = 2.5$mm）

（四）砂岩的成因分析

1. 净砂岩沉积环境

这里的净砂岩指基质含量少于 5% 的砂岩，其粒间孔内几乎全部是化学胶结物，可能有的少量基质只出现在某个局部（也许由泥质岩岩屑被完全压碎形成）。基质贫乏的原因除较强的淘洗外，也可能与流速较高且较稳定的低密度水流或风的沉积作用有关。较强的淘洗营力来自潮汐或波浪，流速较高、较稳定的低密度水流可以是稳定的河流、海洋沿岸流等。因此，净砂岩可以沉积在滨浅海、滨浅湖、河流或沙漠等多种环境中。

以广阔席状砂形式大面积分布的净砂岩，通常被认为是陆表海的沉积产物。岩石中交错层理和波痕非常发育，也常见生物扰动或生痕构造。现代浅海砂质沉积物中经常含有丰富的生物硬体，古代浅海砂岩中虽然也不乏生物化石或其碎片，但丰度显然不是很高或不含化石，因为许多生物硬体会在成岩阶段被溶解。由于搬运距离较远，潮汐、波浪作用较强，浅海净砂岩的成分成熟度和结构成熟度通常都很高。碎屑成分以石英为主，有时含少量长石或较稳定岩屑。特殊情况下（如气候干冷、母岩风化强度较低）才可形成长石净砂岩。在一般碎屑岩中，胶结物是不能指示沉积环境的，但较大面积出现较多海绿石胶结物却可作为浅海环境的标志（黄杏珍，1982）。古代席状净砂岩也可能是沙漠环境的风力沉积产物。我国四川南部白垩－新近纪的风积砂就是一个很好的例子。其中多为中－细粒长石石英砂岩、砂粒圆到极圆，分选好或极好，各种形态交错层的层系厚度都在 1m 以上，最厚可达 8～10m。偶尔还有恐龙足迹。

在其他环境中沉积的净砂岩多呈较为狭长的丘垄状被埋在泥质岩中，欧美国家常称其为**鞋带状砂岩**（shoestring sandstone）。这种形态净砂岩的沉积环境多是河流、湖滩、海滩、滨外沙坝等。一般而言，滨外沙坝和海滩净砂岩的成分成熟度比湖滩和河流净砂岩更好，分选

和圆度也更高，而湖滩净砂岩的分选则要好于河流。虽然在所有这些环境中都可发育交错层理，但在海滩上常常还会发育低角度交错层理或羽状交错层理。确切区分这些砂岩的沉积环境必须结合沉积序列和共生岩石的沉积特征作综合分析。

2. 杂砂岩沉积环境

杂砂岩是指杂基含量超过5%的砂岩。虽然在岩石中见到的杂基可以有多种成因，但在通常情况下却很难确切鉴别，尤其难以将沉积的和成岩性的杂基区分开。有时候，在砂岩中，粘土矿物可垂直生长在砂粒表面呈栉壳状（这是化学沉淀的粘土胶结物的特点），也可以见到粘土矿物集合体大致呈长石碎屑的假象，但是，这些成岩性粘土的存在并不能证明该砂岩中的其他粒间粘土也是成岩性的。所以在实际工作中通常都将粒间粘土（或其中的大多数）看成是沉积的，特别是杂基支撑中的粘土可肯定是沉积的。

杂砂岩的沉积环境比净砂岩复杂广泛得多，它除了可在河流、湖泊、潮间坪等环境与净砂岩共生（互层或过渡）以外，还常常沉积在冲积扇、泛滥平原、海湖三角洲、河口湾、大陆架和深海（湖）中，其中的杂基之所以能与较粗砂粒同时沉积大多是因为搬运流速和沉积流速（无论是水流、密度流还是浊流）相差很大，而又未被充分淘洗的缘故。

根据砂岩中石英、长石、岩屑的相对含量，可以大致的判断其形成的构造背景（图17-8）。图中石英包括单晶石英和多晶石英岩屑（主要为燧石质颗粒），长石包括碱性长石和斜长石。

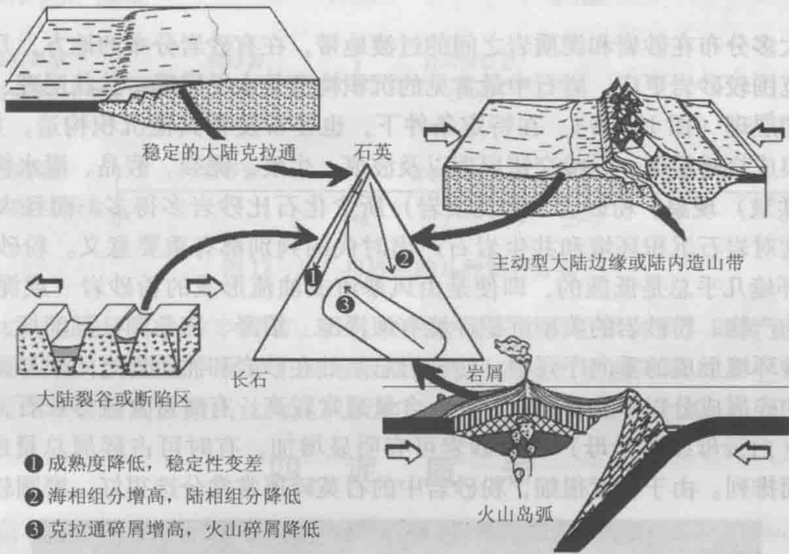


图17-8　砂岩成因的构造背景解释
（据Dickinson & Suczec，1979）

在冲积扇、河流、泛滥平原或湖泊等大陆环境中沉积的杂砂岩通常只有比较低的成分成熟度，常常富含长石或岩屑，但分选、磨圆变化较大，一般冲积扇砂最差，河流、泛滥平原和湖泊砂相对较好（分选中等到好，磨圆度为次角到次圆）。所有这些杂砂岩都可发育交错层理，但不同环境还有其他层理类型，如泛滥平原中还会有水平层理、脉状层理，冲积扇和河流中还会有平行层理等。它们大多也是以鞋带状形态产出的。

三角洲和河口湾等过渡环境的杂砂岩在成分和结构上与河成砂岩相似，但砂体形态大多呈或长或短的丘垄状。由于波浪、潮汐等作用强度的不同，这些丘垄可在河口附近呈放射状或在河口两侧大致平行岸线分布。这时的杂砂岩常常夹有粉砂岩或泥质岩，在砂体边缘与泥

质岩呈指状穿插或互层。砂岩中广泛发育交错层理、脉状层理，也较常见生物扰动。河口湾砂岩还会有低角度交错层理或羽状交错层理。

陆架杂砂岩可呈丘垄状（即滨外沙坝），也可呈席状，由沿岸流或风暴流沉积而成。砂质一般来源于滨线附近，距河口不远时也受河流输送的影响。岩石成分成熟度大多较高，分选、磨圆也较好，但附近有三角洲、河口湾沉积时则成熟度会有所降低。沿岸流砂常发育交错层理、水平层理、生物扰动或生痕构造，风暴流砂则多粒序层理和平行层理。

古代许多大厚度的含有杂砂岩的混杂岩序列，被解释为海底扇或海沟等深海平原或斜坡的沉积产物。它们大多由浊流，部分由颗粒流沉积而成。浊积砂产在鲍马序列的下部或粗粒浊流序列的上部，发育粒序层理、块状层理或平行层理，颗粒流砂则呈块状夹在浊流沉积序列之间。砂体成分成熟度和结构成熟度通常较低。另外一些规模较小的浊积砂也可产在深湖内。

三、粉 砂 岩

粉砂级陆源碎屑超过 50% 的沉积岩称**粉砂岩**（siltstone）。在欧美国家，粉砂岩属于泥质岩类，在分类地位上比砾岩、砂岩、泥质岩等低一个级别，在我国，粉砂岩与泥质岩则是分开的，分类地位与泥质岩并列。这两种处理方法各有可取的一面。无论如何处理，粉砂岩和泥质岩都可合称为细碎屑岩类。

（一）*粉砂岩的一般特征*

粉砂岩大多分布在砂岩和泥质岩之间的过渡地带，在有砂岩分布的地方，几乎都有粉砂岩，且分布范围较砂岩更广。岩石中最常见的沉积构造是水平层理、脉状层理、透镜状层理和小波纹交错层理（图 17－9）。在特定条件下，也经常发育其他沉积构造，如块状层理、粒序层理、浪成交错层理、丘状交错层理以及波痕、生痕、泥裂、假晶、泄水构造等。还常有变形（如揉皱）现象。粉砂岩（和泥质岩）所含化石比砂岩多得多，而且大多是完整的原地生物，这对岩石沉积环境和共生岩石产出时代的判别都有重要意义。粉砂岩（和泥质岩）的沉积环境几乎总是低能的，即使是由风暴流或浊流形成的粉砂岩（或泥质岩）也是流速减慢时的产物。粉砂岩的典型沉积环境有河漫滩、沼泽、三角洲、潮间坪、海湖较深水区等。在各种环境形成的垂向序列中，粉砂岩总是处在砂岩和泥质岩之间或与泥质岩互层。

粉砂岩的碎屑成分以单晶石英最常见，含量通常较高，有时可含较多长石，但岩屑很少或无，云母（白云母或黑云母）相对砂岩可有明显增加，有时可占碎屑总量的 10% 以上，且多平行层面排列。由于粒度很细，粉砂岩中的石英碎屑常常分选很好，磨圆较差。绝大多



图 17－9　粉砂岩中的脉状层理（日本九州岛渐新世 Honjo 组）

数粉砂岩还含相当数量的泥质。在成岩过程中，这些泥质就起胶结作用。在粒度稍粗的粉砂岩中有时也会有化学沉淀的胶结物，如方解石、赤铁矿、石英、海绿石等。

在泥质含量较高的粉砂岩中可发育**页理构造**（fissile）。所谓页理是指岩石易平行层面裂开成薄板状或薄片状的习性。它在泥质岩中更常见，但其成因还不十分清楚，一般认为与粘土矿物或由粘土转化而来的绢云母、绿泥石等在较高压力下的定向排列有关。奇怪的是，它只在地表露头上出现，而深埋在地下（如在钻井岩心中）的粉砂岩和泥质岩就没有页理。

（二）粉砂岩的分类命名

粉砂岩可以不作进一步划分。如有必要和可能，也可按粒度、碎屑成分和泥质含量划分（图 17－10）。其中的云母粉砂岩还可按云母类型细分成白云母粉砂岩（以白云母为主）、黑云母粉砂岩（以黑云母为主）和二云母粉砂岩（两种云母含量大体相当）。同样地，也可作综合划分，如石英细粉砂岩、长石粗粉砂岩、泥质白云母石英粗粉砂岩等。若有化学沉淀的胶结物，也可将其冠在岩石名称之前，如钙质石英粗粉砂岩等。

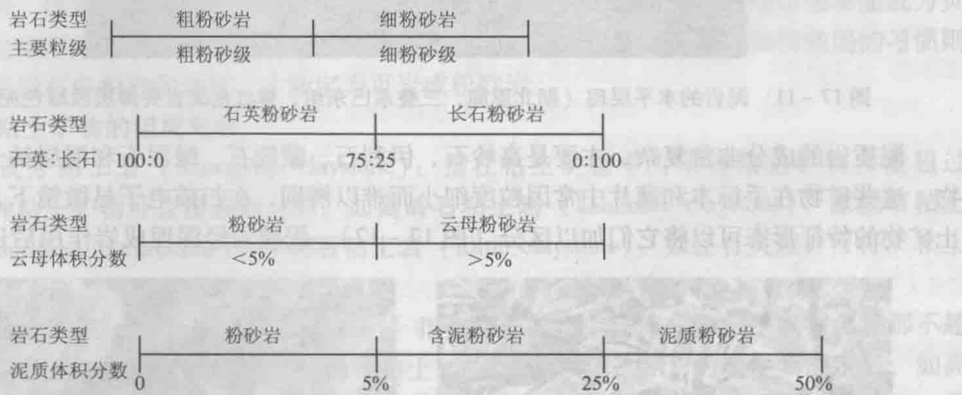


图 17－10　粉砂岩的几种划分方案

在当今大陆地表还有一种半固结、多孔状的含泥或泥质粉砂沉积，即**黄土**（loess），主要分布在我国西北、美国大平原（主要是密西西比河流域）和前苏联的某些地区。许多黄土含钙或钙质结核，目前多数人认为是风积物，也有人怀疑为冰川成因。

四、泥　质　岩

泥级质点（主要指粘土矿物）含量超过 50% 的沉积岩称**泥质岩**（argillaceous rock），它与粉砂岩一起（即细碎屑岩）可占整个沉积记录的 50% 以上，位居第一。在各种碎屑沉积物的垂向序列中几乎都有细碎屑岩，也就是说，细碎屑岩可沉积在各种大陆、海洋和其间的过渡环境中，在分布的广泛性上也超过了其他沉积岩。泥质岩与国民经济和人民生活关系密切。据统计，世界上约一半以上的石油和天然气都是由泥质岩所含有机沉积物降解形成的，是最重要的生油岩石和封闭油气藏的盖层岩石。它还广泛用于陶瓷工业、耐火工业以及化工工业。泥质岩的研究日益受到人们的关注。

（一）泥质岩的一般特征

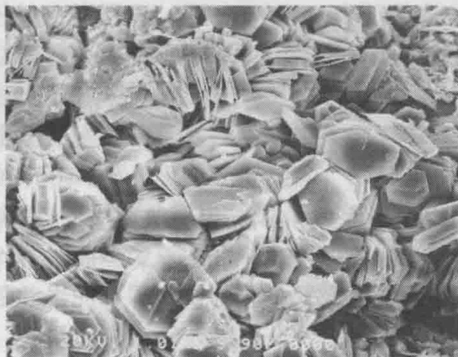
主要或常见泥质岩都是比较稳定的层状（图 17－11），常与砂岩、粉砂岩共生或互层，或者以背景沉积的形式处在相对孤立的中粗碎屑岩体之间，有时可与粉砂岩一起构成单调的细碎屑沉积序列。也经常在中粗碎屑岩内以条带状产出。岩石中的沉积构造与粉砂岩类似。

沉积顶面还经常受到冲刷而与中粗碎屑岩呈冲刷接触或被中粗碎屑岩切割，较强压实后比粉砂岩更容易产生页理。

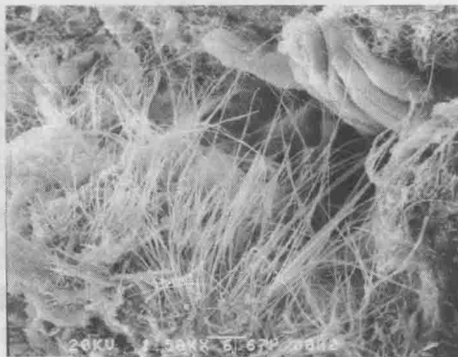


图 17－11　泥岩的水平层理（湖北恩施，三叠系巴东组，紫红色泥岩夹薄层浅绿色泥岩）

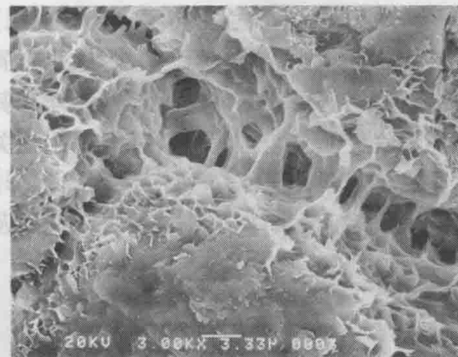
泥质岩的成分非常复杂，主要是高岭石、伊利石、蒙脱石、绿泥石和混层粘土等粘土矿物，这些矿物在手标本和薄片中常因粒度细小而难以辨别，在扫描电子显微镜下，依据各粘土矿物的特征形态可以将它们加以区分（图 17－12）。泥质岩经深埋成岩作用后还可出现组



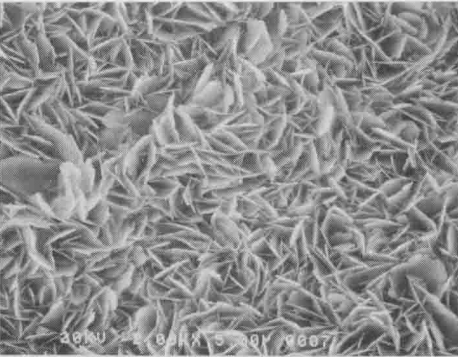
（a）高岭石(为假六方片状，集合体呈书页状、手风琴状)



（b）伊利石(多为丝缕状、毛发状)



（c）蒙脱石(不规则片状，集合体为絮状，多孔)



（d）绿泥石(叶片状、假六方片状，集合体可呈不规则菜花状)

图 17－12　常见粘土矿物扫描电子显微镜（SEM）图像

云母。此外，常常含有粉砂级或泥级大小的石英、长石和云母碎屑以及其他自生成分，如方解石、自生石英、铁铝氧化物或其水化物、黄铁矿、有机质等。

泥质岩的固结机制主要是压实。伴随成岩作用的进行还广泛出现粘土矿物之间的转化（主要是高岭石、蒙皂石的伊利石化和绿泥石化）和各种沉积组分的溶解、成岩矿物的沉淀和有机质降解。

泥质岩普遍具泥状结构，偶尔具鲕粒结构。具鲕粒结构的泥质岩应属自生沉积岩类。

（二）泥质岩的分类命名

同其他沉积岩一样，泥质岩的分类命名也有分歧，但国内则基本统一。

1. 按是否发育页理划分

◎ 泥岩（mudrock）：无页理；

◎ 页岩（shale）：有页理。

用页理定义页岩是一种国际性的普遍做法，但国内外也有人将页岩定义为发育有水平纹理的泥质岩。通常，页理面是与某些水平纹层面重合，但并不是所有水平纹层面都能成为页理面，故这里不用此说。另外，欧美国家将有页理的粉砂岩也称为页岩，而按我国的习惯则还需要知道岩石中粉砂的含量，才能定为页岩或粉砂岩。

2. 按粘土矿物的组成划分

◎ 单成分粘土岩（monogenic claystone）：指在粘土矿物中有某种粘土矿物含量超过50%，这种粘土矿物可直接参加定名，如**高岭石粘土岩**（kaolinitic claystone）、**蒙脱石粘土岩**（montmorillonitic claystone）、**伊利石粘土岩**（illitic claystone），如还有页理，可将“粘土岩”改为“页岩”。

◎ 复成分粘土岩（polygenic claystone）：指在粘土矿物中任何一种粘土矿物含量都不超过50%。如有必要，可用含量较高的两种粘土矿物以“少前多后”的顺序参加定名，如高岭石－伊利石粘土岩，伊利石－蒙脱石粘土岩等。自然界中大多数泥质岩都是复成分的，所以“复成分粘土岩”这一名称用得较少，可就称为泥岩或页岩。

粘土岩这一名称的内涵各家看法不一，欧美国家因为将粉砂也看成是“泥”，所以常常规定粘土含量大于2/3时为粘土岩或**粘土页岩**（clay shale），在2/3～1/3之间时为泥岩或**泥页岩**（mud shale），粘土含量小于1/3或粉砂含量大于2/3时为粉砂岩。我国的粘土岩与泥质岩在习惯用法上则是同义的。

3. 按非粘土的其他成分划分（或命名）

这种划分除对粉砂（或砂）有一定含量规定外，对其他成分（自生成分）则相对不怎么严格。按粉砂含量的划分见图17－13。

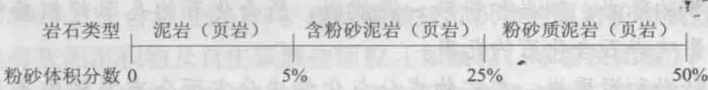


图17－13　按粉砂含量的泥质岩分类命名

4. 按其他成分划分

◎ 钙质泥岩或页岩：可与稀盐酸反应，但反应不是由钙质生物化石引起的，可以与泥晶岩过渡。

◎ 红色（或铁质）泥岩或页岩：颜色为红、紫红等，含赤铁矿或水赤铁矿。

◎ 黑色泥岩或页岩：因含细分散状黄铁矿而呈黑色，但不污手。

◎ 碳质泥岩或页岩：含较多有机碳，有时有植物化石，黑或灰黑色，污手。

◎ *硅质泥岩或页岩*：此硅质指自生硅质矿物，大多是成岩期的产物，常由火山玻璃或硅质生物溶解后沉淀（或重结晶）形成。这类岩石通常颜色较深（深灰－黑灰），硬度较大，可突出在风化面上，可与硅质岩过渡。

◎ *油页岩*（oil shale）：含沥青，颜色为棕、褐等，风化后常为浅棕、淡褐等，质地较轻，灼烧时冒烟，有沥青味。也称**沥青质页岩**（bituminous shale）。

5. 具特殊成因的泥质岩

特殊成因主要指化学沉积或残积成因。另有热液成因，但不在沉积岩之列。

◎ *鲕粒高岭石粘土岩*：是化学沉积泥质岩的典型代表。岩石具鲕粒结构，鲕粒为同心鲕，由高岭石构成，但鲕圈有时较模糊。岩石多基质支撑，基质也主要是高岭石质的。可能为动荡湖泊水体的胶体沉积产物。这种泥质岩很少见，我国辽宁本溪有少量分布。

◎ *残积型泥质岩*：种类较多，主要有残积高岭石粘土岩和残积蒙脱石粘土岩。

◎ *残积高岭石粘土岩*：为富铝硅酸盐（主要是酸性岩浆岩、片麻岩等）的风化残积物，形成于温暖潮湿、地形微有起伏的酸性风化条件下。这时长石等富铝矿物易于水解，溶出的碱或碱土金属离子可顺利排出，而源岩却很少剥蚀。岩石中的粘土矿物几乎都是高岭石，其他粘土矿物很少，但可间杂一些石英、白云母等残积碎屑。我国江西景德镇高岭村的残积高岭石粘土岩著称于世，高岭石也因此而得名。

◎ *残积蒙脱石粘土岩*：通常称**斑脱岩**（bentonite），因其遇水急剧膨胀（体积可增大10倍以上），摸之滑腻，故也称膨土岩或膨润土。岩石成分以蒙脱石和伊利石－蒙皂石混层粘土为主，颜色斑杂不均，有白、粉红、黄、淡绿、淡蓝等，硬度较小，在露头上多发皱。斑脱岩多是中酸性火山岩或火山碎屑岩原地风化蚀变的产物。这类母岩透水性差，若降水量不大，其中的玻璃质、隐晶质水解溶出的碱或碱土金属离子不易流失，介质可呈较强的碱性，硅、铝等的活动性也增强，这对富镁、铝的蒙皂石类矿物的形成有利。若降水量较大，碱或碱土金属离子大量流失，蒙皂石类矿物将向高岭石转变，斑脱岩就难以形成或难以在风化中保持不变。斑脱岩也可由水下喷发的火山岩蚀变产生，形成机理与地表风化类似（可称海底风化）。世界上很多地方都有斑脱岩分布，但数量不多，我国河北张家口、宣化，浙江余杭、诸暨等地有斑脱岩产出。残余高岭石粘土和残积蒙脱石粘土如规模较大，都可作为矿床开采。

思考题

1. 为什么粗碎屑岩比共生砂岩更能反映母岩的特征？如何在沉积序列中按粗碎屑岩和砂岩的数量之比推测构造、地形或环境水力学方面的特点？
2. 对陆源碎屑岩的物源区进行追溯，是陆源碎屑岩研究中的一项重要内容。可以从哪几个方面入手来进行追溯？不同类型的陆源碎屑岩所适用的方法可能会有怎样的差异？
3. 显微镜下鉴定某砂岩碎屑颗粒种类和含量如下：石英35%、微斜长石8%、钠长石9%、正长石4%、黑云母3%、脉石英3%、锆石1%、石榴子石1%、绿帘石2%、千枚岩岩屑12%、片麻岩岩屑3%、花岗岩岩屑14%、粘土基质5%。试根据本章的砂岩分类图解进行命名。
4. 同样是海洋沉积的砾岩、砂岩和粉砂－泥质岩，所含化石的几率却相差很大。你认为有哪些因素可能影响岩石含化石的几率。
5. 物源区相同的砂岩和泥质岩，在矿物成分与化学成分方面会有怎样的差异？你认为是哪些因素造成的这些差异。
6. 黑色页岩在前寒武和显生宙的分布会有着怎样的差异？引起这些差异的主要原因是什么？

第十八章　自生沉积岩

一、碳酸盐岩

（一）概述

自生碳酸盐矿物含量超过50%的沉积岩类称**碳酸盐岩**（carbonate rock）。就体积而言，碳酸盐岩估计只占所有沉积岩的4%左右，但在大陆地表的沉积岩中它却可占10%～35%（Blatt，1970；Folk，1974），仅次于泥质岩（包括泥岩和粉砂岩）而和砂岩不相上下，是最常见、最重要的一类自生沉积岩。碳酸盐岩主要沉积于温暖气候带的海水环境中，少数形成于大陆内部的湖泊、洞穴等环境。它们都是化学、生物或复合沉积作用的产物。现在的大西洋、印度洋和南太平洋中的大片区域都被碳酸盐沉积物覆盖着。碳酸盐岩是第二大生油岩和产油岩，它蕴藏着世界近一半的石油，是生产石灰、水泥等的主要原料，也可直接用于建筑、垫铺铁轨的石料，在化学、钢铁工业中也有广泛用途。

1. 碳酸盐矿物

碳酸盐岩中常见的自生矿物为碳酸盐矿物，包括方解石（$CaCO_3$）、文石（$CaCO_3$）、白云石（$CaMg(CO_3)_2$）、菱铁矿（$FeCO_3$）、菱锰矿（$MnCO_3$）、菱镁矿（$MgCO_3$）等。其中方解石、文石和白云石最常见也最重要。它们不仅可以以独立的自生矿物出现，也是自生颗粒的组成成分。

◎ *方解石*（calcite）：又可分为**低镁方解石**（low-magnesian calcite，calcite）和**高镁方解石**（high-magnesian calcite）两类。由于Mg^{2+}的电价与Ca^{2+}相同、离子半径偏小（Ca^{2+}离子半径0.100nm，Mg^{2+}离子半径为0.072nm），在方解石晶格中Mg^{2+}替换Ca^{2+}的现象非常常见，因此自然界中所见到的方解石都混入有一定比例的Mg^{2+}。当方解石中$MgCO_3$的摩尔分数低于4%时，称为低镁方解石，亦即通常所指的方解石。低镁方解石为深海有孔虫及深海碳酸盐沉积物的特征矿物。方解石中$MgCO_3$摩尔分数高于4%时，称为高镁方解石。大部分高镁方解石中$MgCO_3$的摩尔分数在11%～19%之间，少数情况下可高达30%。高镁方解石是温暖浅海的钙质红藻和许多无脊椎动物外部骨骼的重要组成矿物，有时也出现在胶结物中。

◎ *文石*（aragonite）：又称霰石，是方解石的同质异象变体，属斜方晶系。文石的Mg含量极低（<0.5%），Sr含量可达1%。现代碳酸盐沉积物的原始矿物成分大都是文石。文石广泛分布于浅海灰泥沉积物及自生碳酸盐颗粒（如鲕粒、球粒及团粒），常呈针状，是六射珊瑚和某些软体动物介壳的典型矿物成分。但文石和高镁方解石都属于不稳定矿物，随着沉积物被埋藏及成岩变化，或者遇淡水作用，文石可转变为低镁方解石，而高镁方解石在析出所含的部分镁离子后，也可转变为低镁方解石。低镁方解石属于稳定矿物，一般不发生成分的变化，因而现今观察到的地质历史时期形成的石灰岩，其主要碳酸盐矿物都是低镁方解石。

◎ *白云石*（dolomite）：理想结构是$Ca^{2+}:Mg^{2+}=1:1$的有序结构，阳离子层与阴离子层（CO_3^{2-}）相间排列，且阳离子层由纯Ca^{2+}和纯Mg^{2+}交替组成，呈高度有序状态。决定钙镁碳酸盐矿物是不是白云石，不仅取决于Mg^{2+}含量，而且更重要的是要具有有序的晶体

结构。由于这种理想的白云石在现代沉积物中极少见，且在实验室内常温常压条件下尚未能合成出标准化学计量的白云石，因此，一般认为碳酸盐岩中的白云石是由方解石交代而成。

2. 碳酸盐岩的成分分类

◎ 基本类型：碳酸盐岩基本类型按含量 >50% 的自生矿物划分，常见的碳酸盐岩基本类型主要为**石灰岩**（limestone，常简称为灰岩）和**白云岩**（dolostone）。前者自生碳酸盐矿物中方解石含量 >50%，而后者自生碳酸盐矿物中白云石含量 >50%。

◎ 过渡类型：不仅不同碳酸盐岩可以互相过渡，碳酸盐岩也可以含自生 SiO_2 矿物和陆源碎屑物质而向硅质岩、粘土岩、砂岩等岩石过渡。这些过渡类型通常按体积分数 5%、25% 和 50% 为界划分和命名（表 18－1）。

表 18－1　碳酸盐岩过渡类型的划分

<50% 的矿物	0～5%	5%～25%	25%～50%
	××岩	含×质××岩	×质××岩
白云石	灰岩	含白云质灰岩	白云质灰岩
方解石	白云岩	含钙质白云岩	钙质白云岩
自生 SiO_2 矿物	灰岩	含硅质灰岩	硅质灰岩
	白云岩	含硅质白云岩	硅质白云岩
粘土粒级陆源碎屑	灰岩	含泥质灰岩	泥（质）灰岩
	白云岩	含泥质白云岩	泥（质）白云岩
砂粒级陆源碎屑	灰岩	含砂质灰岩	砂质灰岩
	白云岩	含砂质白云岩	砂质白云岩

3. 碳酸盐岩的结构分类

碳酸盐岩的结构最能反映碳酸盐岩的成因，按结构特征划分理所当然地成了当今主要的碳酸盐岩划分方法而被誉为“现代碳酸盐岩分类”。但碳酸盐岩的结构特征涉及许多方面，不同人强调的侧面可以有很大不同，再加上多少有些人为色彩（如含量界限、岩石名称等），因而已经提出的划分方案非常多，虽然它们各有特色，但大多是在先面世方案的基础上或启发下修改而成的，常常都有些亲缘关系。自 Folk（1959）提出他的具划时代意义的方案至今，绝大多数方案已在实践中被搁置起来，成为碳酸盐岩研究中的历史见证。这里有必要提到两个人的方案，一个是 Folk（1959，1962）的方案，另一个是 Dunham（1962）的方案。

◎ Folk 划分方案：Folk（1959）首次提出石灰岩的划分方案，把碎屑岩的结构观点系统地引进到碳酸盐岩中来首先提出异化颗粒和异常化学岩的观点，从而打破了石灰岩的陈旧一统的“化学岩”的概念。以后 Folk（1962）又在此基础上，根据**异化粒**（allochem，即本教材所称之“自生颗粒”）的粒度特征、各种异化颗粒的相对含量以及其他成因特点，提出了碳酸盐岩分类。他把石灰岩、部分白云岩化灰岩及原生白云岩分为：Ⅰ. **亮晶异化岩**（sparry allochemical rock）、Ⅱ. **微晶异化岩**（microcrystalline allochemical rock）、Ⅲ. **微晶岩**（microcrystalline rock）和Ⅳ. **未受扰动的生物礁岩**（undisturbed bioherm）4 类，加上Ⅴ. **交代白云岩**（replacement dolomite），共 5 个大类计 29 种岩石类型。遗憾的是这一方案分类系统过于庞杂，现在已无人使用。但方案中反映的独到的划分思想和所使用的新颖、形象的名词术语，像**异化粒**、**亮晶**（spar）、**微晶**（micrite）、**微亮晶**（microspar）以及用异化粒和微晶的相对含量反映沉积水动力条件等却对碳酸盐岩的研究起到了极大推动作用而被后人继承

了下来。

◎ Dunham 划分方案：Dunham（1962）的划分方案采用了不同的思路，他将颗粒含量置于次要位置而主要用碳酸盐岩结构特征尤其是支撑类型来进行岩类划分，将碳酸盐岩分为6类（表18－2），避免了必须统计含量才能划分岩石的不便。方案首先根据沉积结构能否辨认，划分出**结晶碳酸盐岩**（crystalline carbonate），其后按照沉积成分在沉积时是否被粘结，划分出**粘结岩**（boundstone），再根据有无泥晶、支撑类型、颗粒含量划分出**泥晶岩**（mudstone）、**颗粒泥晶岩**（wackestone）、**泥晶颗粒岩**（packstone）和**颗粒岩**（grainstone）。Dunham（1962）的碳酸盐岩结构分类不仅具有 Folk（1962）分类的优点，而且简明扼要，至今仍然公认为是最好的碳酸盐岩结构分类，因此本教材也采用。实际上 Dunham 碳酸盐岩结构分类的基本原则在很大程度上也适用于硅质岩、磷质岩、铁质岩等其他自生沉积岩。当然，对颗粒含量较高的岩类在实际运用中，应该将具体的颗粒类型加在岩类名称前，如生屑颗粒泥晶岩、泥晶砾屑颗粒岩、鲕粒颗粒岩等。Embry & Klovan（1971）根据加拿大晚泥盆世生物礁的研究，对 Dunham 分类作了补充。他们将 Dunham 的 **boundstone**（**粘结岩**）细分为 **bafflestone**（**障积岩**）、**bindstone**（**粘结岩**）和 **framestone**（**骨架岩**），是该分类的精华，也为本教材采用（表18－2）。但是他们把 Dunham 的颗粒岩类中大于2mm 颗粒占10%以上的单独分出 **floatstone**（**漂浮岩**）、**rudstone**（**砾屑岩**）等两类则显得没有必要，所以表18－2中没有列出。

表18－2　主要基于 Dunham（1962）的碳酸盐岩结构分类

<table>
<tr><td colspan="7">沉积结构能够辨认</td><td>沉积结构不能辨认</td></tr>
<tr><td colspan="4">沉积成分未被粘结</td><td colspan="3">沉积成分被粘结</td><td rowspan="5">crystalline carbonate 结晶碳酸盐岩（根据结构或成岩特征进一步划分）</td></tr>
<tr><td colspan="3">有泥晶</td><td>无泥晶</td><td colspan="3">boundstone 粘结岩</td></tr>
<tr><td colspan="2">基质支撑</td><td rowspan="2">颗粒支撑</td><td rowspan="2">颗粒支撑</td><td rowspan="2">被生物阻挡</td><td rowspan="2">被生物结壳或粘结</td><td rowspan="2">生物构成坚硬骨架</td></tr>
<tr><td>颗粒<10%</td><td>颗粒>10%</td></tr>
<tr><td>mudstone 泥晶岩</td><td>wackestone 颗粒泥晶岩</td><td>packstone 泥晶颗粒岩</td><td>grainstone 颗粒岩</td><td>bafflestone 障积岩①</td><td>bindstone 粘结岩①</td><td>framestone 骨架岩①</td></tr>
</table>

注：标①者据 Embry & Klovan（1971），其余据 Dunham（1962）。

既然是碳酸盐岩分类，当碳酸盐岩成分类型已知时，理所当然要将上述表18－2中岩石名称具体化为××石灰岩或××白云岩。如“泥晶石灰岩”、“泥晶白云岩”、“结晶石灰岩”、“结晶白云岩”等。这相当于英文名称中加前缀“calc－”或“dolo－”，如 Raymond（2002）主张在上述岩石名称前加上一个前缀“dolo－”来命名白云岩，如 dolomudstone，dolowackestone 等；Wright（1992）曾用 calcimudstone 命名泥晶石灰岩。不过，目前国际上多数人把上述 Dunham 名词系统直接用于命名石灰岩，用加前缀“dolo－”来命名白云岩。

从表18－2可以看出，Dunham（1962）采用了一套独特的术语系统，岩石名称除 crystalline carbonate 外，其余名称都以“－stone”作后缀，看不出是碳酸盐岩来，有的直接用的是陆源碎屑岩的相同名称（如 mudstone），容易彼此混淆。这也造成中文翻译的困难，影响该分类在我国的应用。已有的翻译五花八门，其中有两个译名方案值得肯定。

何起祥（1978）最早把 Dunham 分类引入教材，考虑到这是对碳酸盐岩分类，在岩石名称中文译名中，

把“-stone”都具体化为“碳酸盐岩”。这样，中文名称不至于与陆源碎屑岩混淆。但其中“粒屑”也不是很准确，容易让人误认为生物碎屑、内碎屑等磨蚀颗粒而不包括鲕粒等凝聚颗粒，改为“颗粒”较好。而且岩石名称也稍微长了一些，在已限定碳酸盐岩情况下，除“结晶碳酸盐”外，可略去其他岩石名称中“碳酸盐”也不至于引起误会。

赵澄林和朱筱敏（2001）在《沉积岩石学》教材中对岩石名称采取直译的方法，把后缀“-stone”译为“-岩”，这是很可取的。不过，其中中文名称“泥岩”、“泥质”与陆源碎屑岩也易于混淆，但“颗粒岩”、“粘结岩”等名称则不会与陆源碎屑岩相混，而且比较简练。

我们在表18-2的译名中，考虑到即保持原英文名的原意，又避免与陆源碎屑岩相混淆，将Dunham的mudstone、wackestone、packstone和grainstone等岩石，分别译成“泥晶岩”、“颗粒泥晶岩”、“泥晶颗粒岩”和“颗粒岩”。

按结构特征划分石灰岩还有两个经常碰到的问题，一是如何看待泥晶，二是成岩特征（如亮晶胶结物）是否要在岩石名称中反映出来。

原始或新鲜的泥晶大致在4μm以下，但在沉积后不久就可重结晶成微亮晶（4~10μm），以后还经常重结晶得更粗一些。如果将泥晶限定在原始泥晶的范围，那势必会给岩石分类命名造成额外麻烦，所以在Folk之后提出的分类都把泥晶粒度的上限提高到了最细小胶结物亮晶的粒度下限。但对这个下限的看法却因人而异，大致有10μm、20μm和30μm的不同。Dunham分类规定的泥晶上限是20μm，本教材则取30μm，不到30μm者仍称泥晶，超过30μm者称亮晶。

关于亮晶胶结物的处理有两种意见。一种意见认为亮晶胶结物是沉积后的产物，它的有无或含量取决泥晶的含量，或者说它不是一个独立变量，主张不在岩石名称中使用。像Dunham的分类（还有其他一些人的分类）就是这样。另一种意见虽然也承认这样的做法，但认为作为岩石的重要特征之一，在名称中给出亮晶更能使人获得一个完整印象，而且在某些岩石中泥晶和亮晶胶结物还可同时出现，如果不同时使用就不能反映这种特征，例如在Dunham的packstone（泥晶颗粒岩）中就有亮晶和无亮晶两种情况，尽管它们都是颗粒支撑，但有亮晶和无亮晶的泥晶含量是不同的，而泥晶含量则是环境动力条件的反映。Folk（1959）和有些人的分类就是这样，例如在Folk（1959）的分类中，就有生屑亮晶灰岩、鲕粒亮晶灰岩等岩石名称。本教材认为两种意见都有可取的一面，但分类的一个重要目的是运用，过多地强调岩石细部特征会使分类趋于复杂，不利于运用。对于其他成岩特征可根据具体情况处理，如当泥晶颗粒灰岩有明显的溶蚀时可称为溶蚀泥晶颗粒灰岩，当有明显白云石化时可结合成分划分法称为含白云质泥晶颗粒灰岩或白云质泥晶颗粒灰岩，也可以概略地称为白云石化泥晶颗粒灰岩等。

在实际工作中或在某些场合还常常使用一些泛称，如生物碎屑灰岩、砾屑（竹叶状）灰岩、鲕粒灰岩等。这些石灰岩并无严格的颗粒含量、支撑类型、泥晶、亮晶等的限制，但概括性也更强一些。

（二）*石灰岩*

1. 石灰岩的一般特征

自然界中最常见的石灰岩是泥晶灰岩、生物碎屑灰岩、砾屑或砂屑灰岩、鲕粒灰岩和叠层石灰岩等。几乎所有石灰岩都是带有区域性的稳定层状（图18-1），尤其是海相石灰岩，有时可连续分布达数省范围，也可与净砂岩互层。湖相石灰岩规模一般不大且多夹在泥质岩或细碎屑岩之间或在这类岩石中以条带状出现。岩石可为灰白、灰、灰黑或紫红等色，沉积构造类型不如砂岩或细碎屑岩丰富，除水平层理相对常见外，其他纹层状层理（如交错层理）较少见于颗粒性石灰岩中，在风暴或浊流等再沉积石灰岩中也有粒序层理出现，而更多见的只是块状层理。叠层构造和鸟眼构造可发育在特定石灰岩中。其他沉积构造有泥裂、生痕、生物扰动、结核、缝合线等，特别是虫孔、生物扰动、硅质（燧石）结核和缝合线很常见。

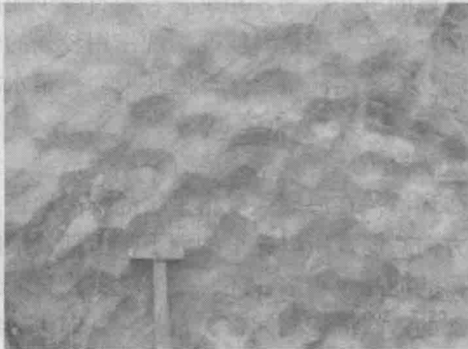
许多石灰岩几乎由纯的方解石构成，其他成分的总含量常在5%以下，其中较为常见的是粘土矿物、石英粉砂、铁质微粒、海绿石、有机质等。在与砂岩过渡的石灰岩中可含较多陆源碎屑，白云石化也可使白云石含量增加。

石灰岩的结构以泥晶结构和各种颗粒结构为主，在生物礁、生物丘或生物层中则为特殊的生物骨架结构、粘结结构或障积结构。钟乳石、石灰华等次要岩石或一般石灰岩受重结晶改造可呈结晶结构。不太强的白云石化或硅化也可使原结构叠加上交代结构。

石灰岩的固结与陆源碎屑岩类似，也以压实和胶结为主，但溶蚀、交代和重结晶等作用则比陆源碎屑岩常见。



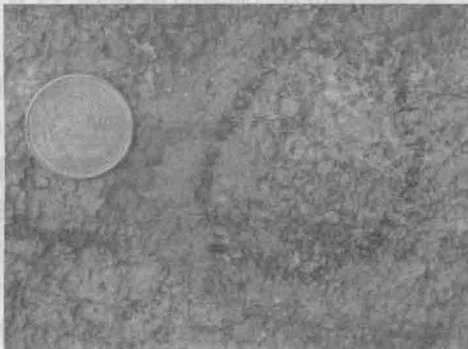
（a）巨厚层状石灰岩（湖北宜昌，二叠系茅口组）



（b）石灰岩层面上的干涉波痕（湖北利川，三叠系大冶组）



（c）石灰岩中顺层分布的硅质结核（湖北宜昌，二叠系茅口组）



（d）野外露头上的生物碎屑（湖北恩施，二叠系吴家坪组）

图 18－1　石灰岩的野外露头特征

2. 石灰岩研究及成因分析

由于一般石灰岩几乎全由方解石构成，所以石灰岩鉴定的主要目的是揭示岩石的结构，包括颗粒类型、大小的均匀程度、泥晶基质、支撑特征以及压实（压溶）、胶结、溶蚀、交代、重结晶等。石灰岩经常有白云石化现象（形成交代结构），但仅凭一般光性特点却很难将白云石与方解石区分开。为解决这一问题，现在石灰岩（和白云岩）的常规鉴定都使用染色薄片。最常用的染色剂是茜素红－S（它是磨片室或实验室的常备试剂），它可使方解石染成红色或紫红色，却对白云石（和石英、石膏等）不起作用。这种差异染色效果可使很微弱的白云石化也变得清晰。

在陆源碎屑岩研究中不止一次提到，这些岩石的沉积环境解释在很大程度上要依赖沉积序列的发育特点，这种情况在石灰岩中却常常要颠倒过来，即石灰岩沉积序列所代表的沉积环境常常要靠石灰岩沉积条件分析才能被确立。之所以会这样，主要是因为陆源碎屑岩受盆地边界条件（包括母岩、盆地所在构造部位等）影响很大，而具体的环境条件对岩石的影响往往只处于从属地位。石灰岩则不然，它并不与特定边界条件发生直接联系而是由具体沉积环境“自生”出来的，只对环境条件的变化反应敏感。因此，在环境研究中，石灰岩就具有某种“先天”优势。

研究石灰岩的沉积环境除可凭借特殊沉积构造（如叠层构造、鸟眼构造、泥裂等）外，主要是围绕颗粒和泥晶进行的。岩石中泥晶的多少，或者颗粒和泥晶的含量之比（称粒基比，颗粒中不包括团粒、粉屑，但可包括陆源砂）是衡量环境水动力条件的首要指标，也就是说，即使岩石中的颗粒只有在高能条件下才能形成（如同心鲕）或明显带有被高能条件改造过的痕迹（如破碎比较强的生屑），只要岩石还同时含有较多泥晶，该岩石就只能是较低能环境的沉积产物。相反，若岩石缺少泥晶，颗粒只被亮晶胶结，那么无论颗粒自身有何特点都可将其看成是高能或淘洗作用较强的作用结果。环境能量主要取决于波浪和潮汐作用的强弱。有三类环境属于低能环境。一是水深过大的环境，主要是正常浪基面以下的陆架及陆坡、海盆内部等，这里海水常年安静，即使偶有风暴流或浊流活动也因没有淘洗而成为泥晶的重要聚集地。在陆架区有沿岸流活动，但它通常也不能将泥晶完全清除。二是水深过小的滨海环境。在海底坡度很平缓的滨海地带，波浪或潮汐因受底部摩擦，其作用强度会向着陆地方向减弱，所以这里的潮下带上部、潮间带和潮上带都是低能的（称潮坪环境），沉积或保留的泥晶也很多，还常有藻叠层发育。地质历史中的陆表海就基本可被看成一个深入大陆内部的广阔低能潮间带，只是在其向海边缘可出现高能。如果海底坡度变陡，浅水范围将随之缩小，低能区将向着陆地方向收缩而只包括潮间带上部到潮上带。在坡度更陡的极端情况下，除潮上带以外，低能区将消失。三是某些背风、低凹、潟湖或海水活动受到限制的部位，这些部位常常以某个高能环境作为自己的屏障或完全被高能环境所环绕，例如礁后、水下隆起（台地、滩坝等）的向陆一侧或环礁顶部的潟湖、台地内部的局部低地等。典型高能环境主要是在开放水域中或向着开放水域的较浅水环境，如礁前或对称礁翼的浅部，台地、滩坝的顶部，滨海潮下带或还包括部分潮间带等。低能潮间带中的潮汐水道（成股潮水流动的通道）一般也是高能的。有一点要注意，正常浪基面的最大深度约为几十米但并不是说浅于几十米的海水环境就是高能环境。实际上，在大多数时间内，浪基面的深度只有几米到十几米，所以真正的高能环境只在这个深度以内，即滨海潮下带，而超过这个深度的外海（即滨外）环境仍为低能。从总的情况看，海洋中的低能环境要比高能环境广泛得多，所以泥晶灰岩或含有泥晶的颗粒灰岩也就比不含泥晶的颗粒灰岩常见得多。

能形成石灰岩的低能环境和高能环境都有许多类型，要进一步区分这些环境，常常借助于微相分析的方法。这里所说的**微相**（microfacies）指在薄片、揭片、光片或手标本上能够被描述和分类的所有沉积学和古生物学特征（Flügel，2010）。下面以 4 种实际产出的石灰岩为例简要说明微相分析的一般思路和原则（图 18－2）。

◎ *泥晶灰岩*（图 18－2a）：几乎全由泥晶构成，仅含零星细小生屑，可鉴定生屑为自形厚壁有孔虫，它形双壳和介形虫等，均为浅海底栖种类。这说明沉积环境能量很低，也不适宜生物生存。生屑带有明显搬运、分选特点（但厚壁有孔虫机械强度较高，搬运中不易破碎，不能视为原地生物），所以最有可能的沉积环境是潟湖中的较深水区。

◎ *泥晶生屑颗粒灰岩*（图 18－2b）：岩石为含泥颗粒支撑，生屑以腕足、介形虫和海百合为主，多半自形到他形，粒度主要在中细砂级范围，分选好。富含泥晶说明是低能环境，但生屑物理改造较强，又带有高能作用的特点，故生屑不是沉积环境的原地类型。推测沉积环境为毗邻高能生物滩的凹地，生屑是从生物滩上搬运进来的。

◎ *泥晶生屑颗粒灰岩*（图 18－2c）：岩石为含泥颗粒支撑，生屑以正常盐度的头足、海百合为主，自形到半自形，粒度细到粗砂级，分选中等到差，磨蚀微弱，排列杂乱。生屑未经太强物理改造说明基本为原地生物，这与较多泥晶显示的低能条件吻合，为较典型的滨外正常海水环境。

◎ *生屑颗粒灰岩*（图 18－2d）：岩石为无泥颗粒支撑，亮晶胶结。生屑以有孔虫、粗

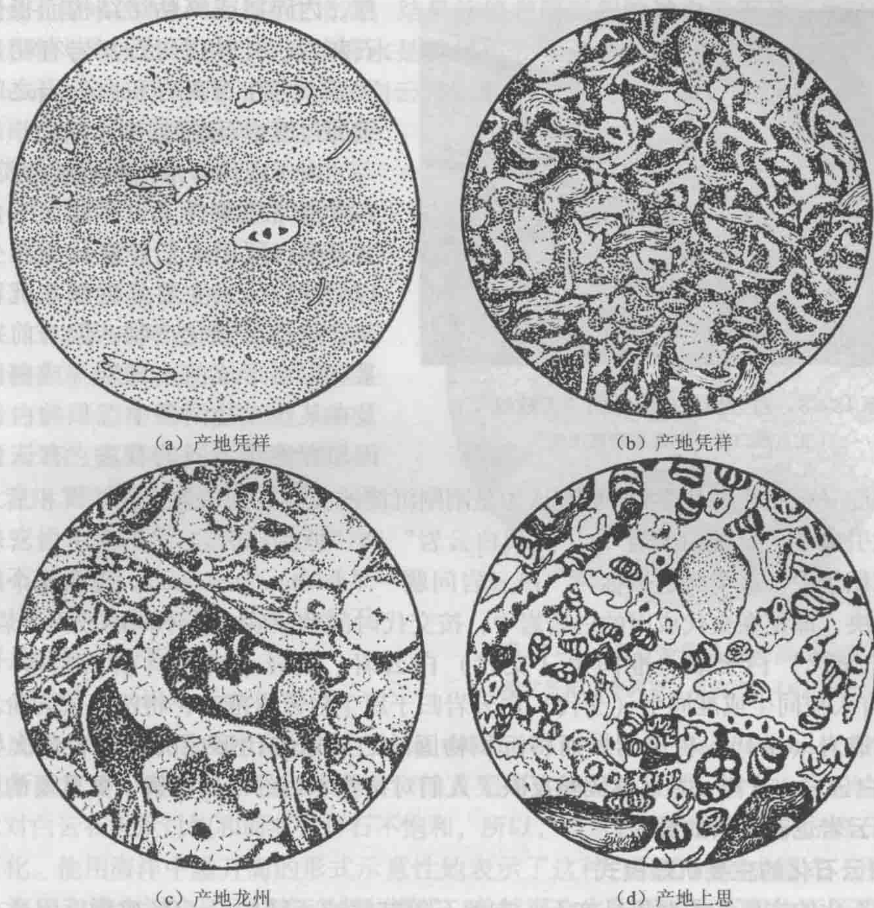


图 18－2　含有生物碎屑的几种石灰岩的显微特征

（广西，二叠系，单偏光，$d=2.5$mm）

枝藻为主，少量海百合和腕足。有孔虫自形或半自形，轻微或强泥晶化；粗枝藻、海百合他形，轻微泥晶化，粒度多为中细砂级，分选好。岩石不含泥晶和高分选都说明沉积环境为高能或淘洗较强，可解释为浅水高能滩环境（如泥晶化不明显，也可能为潮汐水道环境，这时可能还会发育交错层理）。

微相分析是研究石灰岩成因的重要途径。但许多时候并不能给出确切的环境解释，只能缩小环境解释的可能范围。因此，在实际工作中，也要考虑与研究岩石连续沉积的下伏或上覆岩石的环境特征。连续沉积的上下两种岩石的沉积环境在水平方向上也是连续的。这种可作为共生岩石沉积环境标志的特定环境中的沉积产物称为**共生相标志**（syngenetic facies indicator）。

（三）白云岩

1. 白云岩概述

白云岩是碳酸盐岩中的另一大类岩石，可单独产出，也可与石灰岩或砂岩等共生，或者在石灰岩中以斑块、条带形式存在。白云岩风化面常布满方向杂乱的“刀砍纹”（图 18－3），沉积构造则与石灰岩相仿。除前寒武纪白云岩可含结构纤细的藻细胞痕迹化石外，寒武纪和以后的白云岩一般没有化石，或者只有化石的假象。较纯的白云岩多呈结晶结构，少数呈鲕



图 18－3　白云岩风化面上的“刀砍纹”
（北京周口店，寒武系府君山组）

粒、内碎屑或藻粘结结构而很像相当的石灰岩，有时则与石灰岩有明显的交代关系，可在石灰岩和白云岩之间构成连续的过渡岩石系列。

由于现代海水不能直接沉淀白云石，在常温常压条件下也不能人工合成出白云石来，所以人们普遍认为至少寒武纪以后的白云岩主要是碳酸盐沉积物或石灰岩的白云石化产物。但对前寒武纪和某些以后形成的白云岩（或白云石）以及在某些高盐潟湖中沉积的白云石的成因却有绝然不同的看法，有认为是直接的化学沉淀（包括生物化学），也有认为是刚刚沉淀的文石立即就被交代或沉积后才被交代的。这就引出了“沉淀白云岩”、“交代白云岩”和“原生白云岩”、“次生白云岩”的争议。在沉积学中，这个问题被称为“白云岩问题”（dolomite problem）。现在这个问题还没有完全解决，即使在交代成因的白云岩中，按交代时间的早晚也有不同的成因性岩石名称，如同生（交代）白云岩、准同生（交代）白云岩、成岩（交代）白云岩等（Warren，2000）。有人把同生或准同生（交代）白云岩归于原生白云岩范畴，将浅埋成岩阶段交代的白云岩称成岩（交代）白云岩，而将沉积物固结之后才交代形成的白云岩称次生或后生（交代）白云岩。这样一些名称固然反映了人们对某些术语的不同理解，更重要的则是反映了交代白云岩也有复杂的成因。

2. 白云石化的主要机理模式

白云石化的主要作用对象是文石、方解石等贫镁或无镁的 $CaCO_3$ 矿物，因此交代时必须要有充足 Mg^{2+} 的供应（同时排出部分 Ca^{2+}），已经提出的白云石化机理和模式都可看成满足这个基本要求所作的理论解释。下面介绍两种主要的机理模式。

（1）高盐水（浓缩海水）白云石化机理模式

在高温条件下受高盐，高镁钙比（Mg/Ca）和高 pH 值的浓缩海水作用所实现的白云石化，其中最重要的模式是**毛细管浓缩**（capillary concentration）模式（Friedman & Sanders，1967），或称**蒸发泵吸**（evaporative pumping）模式（图 18－4）。其白云石化机理过程是，在高温气候背景中，潮上带表层 $CaCO_3$ 沉积物因急剧蒸发而脱水，紧邻的海水通过松散沉积物的毛细作用不断向这里运移补充并在这里被浓缩，文石和石膏先后晶出，Ca^{2+} 被大量

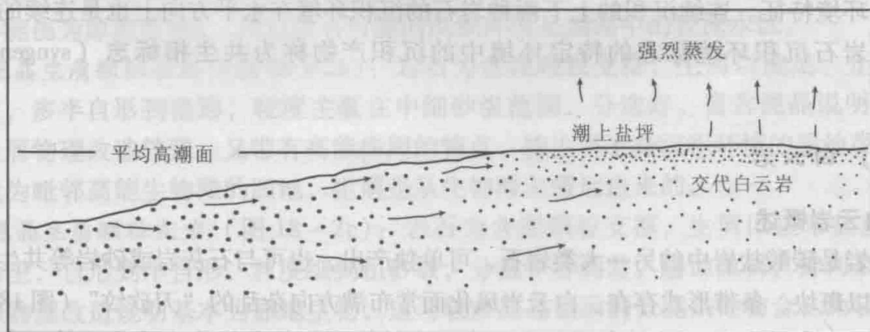


图 18－4　毛细管浓缩白云石化模式

消耗，剩余孔隙水的 Mg/Ca 比随之增高，结果就使表层沉积物被白云石化。由于这时的作用还是沉积物与海水的作用，只是该海水是稍稍离开了海洋环境的海水，故被称为**准同生**（penecontemporaneous）作用，所形成的白云岩也称为准同生白云岩。这种白云岩在现在波斯湾西海岸的潮上带被最后确立，那里是一片荒芜的盐坪地区，其孔隙水的平均温度达 30℃以上，盐度是正常海水的 5～8 倍，Mg/Ca 常大于 10，pH 值则在 9 以上，当地阿拉伯人称之为**萨布哈**（Sabkha）。现在萨布哈已成为潮上盐坪的代名词被广泛使用。这种白云石化模式也被称为萨布哈模式。在古代，典型萨布哈白云岩的鉴别标志是具浅红或浅黄等氧化色，薄层状，有时有干裂，均匀的泥晶或极细晶结构，含石膏或其假晶，无化石（图 18－5）。另外，由于反应进行太快，所形成的白云石有序度不高，主要是富钙白云石。

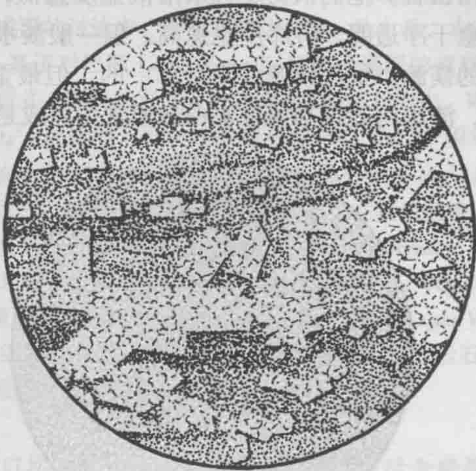


图 18－5　含石膏假晶的泥晶白云岩

（湖北长阳，寒武系，单偏光，$d=2.5$mm）

（2）混合水（mixed water）模式

所形成的白云岩称**混合水白云岩**（dorag dolostone）。最早由 Badiozamani（1973）在研究美国威斯康星州中奥陶统白云岩时提出。他首先用实验方法证明，含 5%～30% 左右海水的混合水对白云石极度过饱和而对方解石不饱和，所以，当这种混合水作用于方解石时就会引起白云石化。他用海洋中隆升岛的形式示意性地表示了这种白云岩的形成模式（图 18－6）。实际上，海水和淡水混合还可以有许多种模式，单就混合水作用时原沉积物所处成岩阶段而言就有同生混合（如潟湖海水与大气降水或高水头地下淡水混合）、准同生混合（如潮间或潮上带孔隙海水与大气降水混合）和成岩混合（如在被埋藏但尚未完全固结、沉积物内由潜流地下淡水与潜流海水混合）等，图 18－6 所示的混合只是成岩混合中的一种可能。正是由于混合水出现的广泛性使得用混合水机理解释古代白云岩也很广泛。在混合水中形成的白云岩具有以下特征：岩石一般不具氧化色（可呈灰白、灰、深灰等色），层厚不定（薄层到块状层），白云石化强度向着相邻石灰岩减弱；强交代常形成细－极细晶结构，相对较弱的交代可保留一些原石灰岩的残余；有时交代不均匀，强交代部位可受原石灰岩沉积结构或

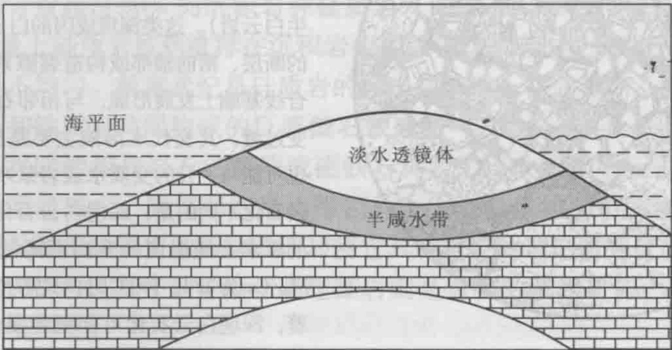


图 18－6　混合水白云石化的隆升模式（白云石化在半咸水带中进行）

（据 Badiozamani，1973）

原生沉积构造的控制（大多泥晶基质交代更强，有时自生颗粒交代更强）；白云石晶体常有由杂质显示的雾心或环带，这可看成是混合水盐度高低变化的反映（图 18－7）。晶体有序度较高。这里要提一下 Folk & Land（1975）提出的淡水白云石，即在很低盐度的淡水中形成的白云石。他们认为交代水溶液盐度愈低，Mg/Ca 愈接近 1（但要大于 1），所形成的白云石愈干净透明，有序度也愈高。但一般淡水 Mg/Ca 都小于 1，因而形成淡水白云石还要有另外的镁源。虽然镁源并不是单一的，但最重要的镁源还是海水（有海水混到了淡水中）。所以，淡水白云石与混合水白云通常可看成是同一种类型的白云石。

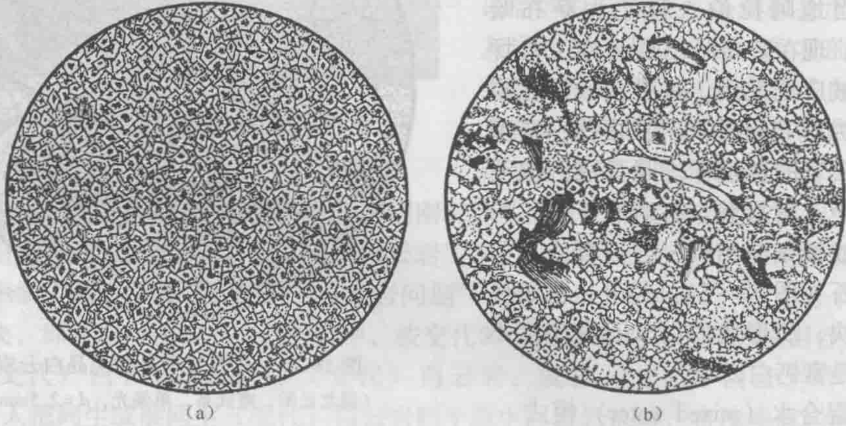


图 18－7 细晶白云岩（a）和残余生屑含灰细晶白云岩（b）

（安徽淮南，寒武系，单偏光，$d=2.5$mm）

（a）细晶白云岩具细晶结构或镶嵌菱面体结构，白云石晶体普遍有雾心；（b）残余生屑含灰细晶白云岩中白云石晶体大小不均匀，较大晶体有雾心，原岩可能为泥晶生屑颗粒灰岩或生屑颗粒泥晶灰岩，泥晶基质已全部被交代，可能有部分生屑也已被交代

已提出的其他白云石化模式还有高盐水渗透回流模式（高度浓缩的潟湖海水顺底部松散沉积物向广海方向渗透回流使途经的沉积物白云石化）、调整模式（上部层位镁方解石被淡水溶解后提高了孔隙水的镁钙比而使下部层位白云石化）、埋藏压实模式（富镁交代水溶液主要来自泥质沉积物的压实排水）和海水白云石化模式（交代水溶液为较冷的或稍咸化的海水）等。

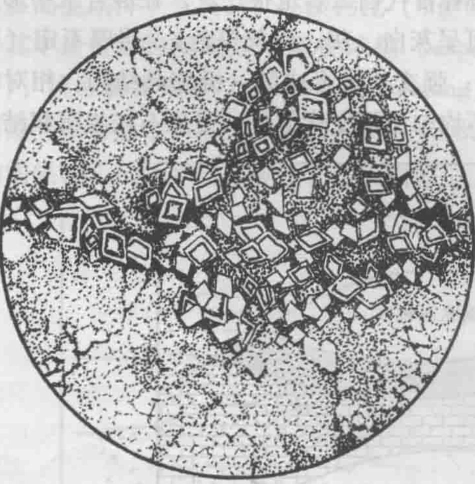


图 18－8 顺缝合线发育的环带状菱面体白云石

（河北唐山，奥陶系，单偏光，$d=1.0$mm）

暗色环带为氧化后的铁白云石

上面这些模式都属于早期成岩阶段的白云石化模式，而有些古代白云岩则是在深埋条件下形成的（后生白云岩）。这类深埋成因的白云岩常出现在石灰岩中的断层、褶曲轴部或构造裂隙系统中，有时也可在缝合线基础上发展形成，与相邻石灰岩呈突变接触或渐变过渡，其交代水溶液主要是压实水、深部地下水，也可能与上升的变质水或岩浆水有关。与早期成岩白云石化不同的是，深埋白云石化对交代水溶液 Mg/Ca 的要求会随温度的升高而降低，如在 90℃时，只需 Mg/Ca 为 1/4，190℃时，只需 Mg/Ca 为 1/10。这意味着，深埋白云石化可能更容易发生。深埋白云岩均为结晶结构，大多还经历过重结晶，白云石晶体常常比较粗大，有时为铁白云石或铁白云石与普通白云石构成环带，氧化后呈褐色（图 18－8）或因晶

格被破坏而溶解成菱面体铸模孔。由于 Fe^{3+} 不能进入碳酸盐晶格，所以铁白云石只能形成在还原条件，这与它的深埋成因显然是联系在一起的。

此外，微生物在白云岩形成过程中的作用也逐渐受到重视。Vasconcelos et al.（1995）采用实验方法证明在硫酸盐还原细菌的参与下，低温条件下即可沉淀出非常有序的铁白云石，并认为厌氧细菌的调节作用可以克服白云石成核的动力学障碍，因此在对白云岩成因的讨论中，除了考虑热力学、动力学、水文学方面的因素外，还需要考虑微生物所起的作用。随后，基于对巴西 Lagoa Vermelh 超盐水潟湖的观察资料，Vasconcelos & McKenzie（1997）提出了微生物白云岩模式。在表层富含有机质的还原性沉积物中，Mg^{2+} 与 ${SO_4}^{2-}$ 结合成紧密离子对，硫酸盐还原细菌在吸收 ${SO_4}^{2-}$ 的同时，也一并吸收与配对的 Mg^{2+}，但细菌对 Mg^{2+} 的需求有限，多余的 Mg^{2+} 与其他代谢产物一起被排出细胞体外，从而在其细胞体外形成 Mg^{2+} 的饱和微环境，促进白云石的优先沉淀。但这些沉淀出来的白云石也是非化学计量的白云石，在随后的浅埋藏过程中，它们会经历**老化作用**（ageing），有序度增高且更趋近于标准化学计量的白云石。Warthmann（2000）等对这一模式进行了模拟实验，将硫酸盐还原细菌在30℃的溶液（盐度与正常海水盐度相当，Mg/Ca 质量比约为10）中培养30天后，溶液中产生了非化学计量的白云石沉淀，形成的白云石形态与 Lagoa Vermelh 潟湖中所观察到的一致。这进一步证明了硫酸盐还原细菌在低温、缺氧条件下可明显的促使白云石沉淀。这一模式对于解释前寒武纪还原大气环境下的白云岩成因有重要的意义。

3. 交代白云岩的分类命名

由于大多数白云岩为交代成因，所以一般只按岩石中白云石与方解石的相对含量作三级划分，而表 18－2 也不能很好地用于交代白云岩。为此本教材在 Bissell & Chilingar（1967）推荐成分－结构分类的基础上修改简化，提出如表 18－3 的交代白云岩的成分－结构分类。给具体岩石命名可直接采用表内的名称，也可将表中的“颗粒”按类型具体化或同时考虑白云石晶粒的大小，如残余生屑灰质白云岩、残余鲕粒状含灰白云岩、残余鲕状含灰极细晶白云岩、阴影状细晶白云岩等。

表 18－3　交代白云岩分类

白云石相对含量		50%～75%	75%～95%	>95%
颗粒为正残余		残余颗粒灰质白云岩	残余颗粒含灰白云岩	
颗粒为负残余	可辨别颗粒类型	残余颗粒状灰质白云岩	残余颗粒状含灰白云岩	残余颗粒状白云岩
	颗粒为阴影状		阴影状含灰白云岩	阴影状白云岩
含方解石质斑块		灰斑白云岩		

（据 Bissell & Chilingar，1967，修改简化）

二、硅　质　岩

自生硅质矿物含量超过 50% 的沉积岩称**硅质岩**（siliceous rock），国际上则多统称为**燧石**（chert）。在数量上硅质岩虽然被排在沉积岩中的第四位，但较之砂岩、碳酸盐岩等却要少得多而且分布极不均匀。前寒武纪是硅质岩的产出高峰期。在北美洲、欧洲、非洲等地的古老地盾上由燧石和铁质岩共同构成的巨厚**燧石铁建造**（cherty iron-formation）至今仍大面积地完好保存着，我国的相当岩石已变质成磁铁石英岩了。大致从中元古代的较早时期开始，硅质岩的数量明显减少，除了某些造山带以外，大多只是地层中的次要岩石类型。但是，硅质岩，特别是原生硅质岩的特殊成因却使它具有重要的理论研究价值。硅质岩在工业上可作为研磨、耐火材料，其中的硅藻土或硅藻岩则是重要的沉积矿床，可广泛用于漂白、净化、隔音或作为填料等。

（一）硅质岩的一般特征

主要的硅质岩均以稳定层状产出，层厚一般不大（细－中层，少数厚层，图 18－9）。

前寒武纪的硅质岩大多与铁质岩互层，以后则多与碳酸盐岩、页岩或火山岩、火山碎屑岩互层或共生。次要却更常见的硅质岩呈结核、条带形式产在其他沉积岩内，尤其在碳酸盐岩中比较普遍。层状硅质岩的沉积构造较为简单，多为块状层理，有时可见水平纹层，偶尔有交错纹层、粒序层理或叠层构造。大多数硅质岩都很致密；硬度很大，可以为乳白、灰白、深灰、灰黑或红、黄、绿等多种颜色。露头上，差异风化常使它比共生岩石更为突出。

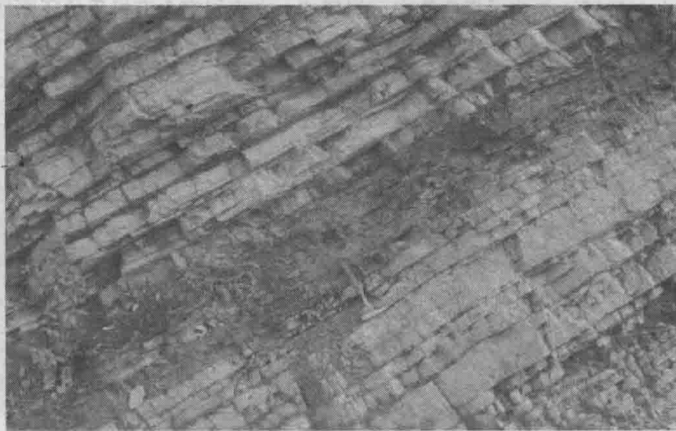


图 18-9 层状硅质岩的野外露头（广西钦州，泥盆系/石炭系界线）

硅质岩中的硅质矿物有三种，即**蛋白石**（opal，$SiO_2 \cdot nH_2O$）、**玉髓**（chalcedony，SiO_2）和**石英**（quartz，SiO_2）。

蛋白石易脱水重结晶而成玉髓，仅见于中、新生代硅质岩和现代硅质软泥沉积中。根据蛋白石内部结构有序程度不同，可进一步分为蛋白石-A（opal-A）、蛋白石-CT（opal-CT）和蛋白石-C（opal-C）三种类型。蛋白石-A几乎均为非晶质SiO_2，大多数硅藻壳、放射虫壳和海绵骨针均属此类；蛋白石-CT主要由无序的α-方英石和少量α-鳞石英组成，常见的蛋白石和某些硅藻壳属于此类型；蛋白石-C主要由有序的α-方英石和少量鳞石英组成，常见于熔岩孔穴中。

玉髓是一种隐-微晶（<0.1mm）石英，富含孔隙水，多呈纤维状、放射球粒状、细小粒状。纤维状玉髓可分为负延性和正延性两类。负延性玉髓常见，多形成于高浓度（SiO_2浓度）、低pH值条件下，主要以孔隙充填物形式存在；正延性玉髓则形成于高浓度、高pH值环境中，主要以交代矿物形成出现。玉髓进一步脱水重结晶而变为微-细晶石英。

蛋白石可由化学沉淀和生物作用（生物壳体）形成，玉髓和石英可由化学沉淀生成，也可由蛋白石重结晶而成。这三种硅质矿物随着成岩作用的增强，可形成蛋白石-A→蛋白石-CT→玉髓→石英的演化序列。

一般硅质岩几乎全由硅质矿物构成，在某些结核状或与其他岩石互层的层状硅质岩内，其他矿物可能稍多一些并常与相邻岩石的成分有关，如与页岩互层的硅质岩可含一些粘土矿物和其他杂质（包括有机质），与碳酸盐岩互层或产在碳酸盐岩中的结核状硅质岩可含一些碳酸盐矿物，燧石铁建造中的硅质岩常含赤铁矿、磁铁矿、黄铁矿、菱铁矿等。硅质岩中常见的生物主要是硅藻、放射虫和硅质海绵（常是它们的骨针）。

绝大多数硅质岩都为结晶结构，少数层状或条带状硅质岩为颗粒结构，颗粒常为生物硬体、鲕粒、内碎屑或团粒。有的层状硅质岩几乎全由生物硬体构成，习惯上也称为具有生物结构。同石灰岩一样，这些颗粒也可表现出粒度、分选、支撑类型等方面的特征。另外，发育叠层构造的硅质岩也可具有粘结结构。

硅质岩表现出的成岩变化主要是重结晶，它会使大多数硅质岩，特别是时代较老的硅质岩都变成粒状石英，原始沉积的特征硅质生物也会因此而变得模糊或完全被破坏。

（二）硅质岩的分类命名

1. 按产状划分

◎ 层状硅质岩（国内也称燧石岩）：以稳定层状产出。

◎ 结核或条带状硅质岩（或燧石结核或燧石条带）：以结核或条带状产出。

2. 按主要硅质矿物划分

◎ 蛋白石硅质岩（或蛋白岩、蛋白土）：主要由蛋白石构成。

◎ 玉髓硅质岩：主要由玉髓构成。

◎ 石英硅质岩：主要由自生石英构成。

3. 按结构划分

◎ 具粘结结构
- 有藻纹层：叠层石硅质岩（或藻叠层硅质岩）。
- 无藻纹层：藻迹硅质岩。

◎ 具生物结构
- 以硅藻为主：硅藻岩（或硅藻土）（diatomite）。
- 以放射虫为主：放射虫岩（radiolarite）。
- 以海绵骨针为主：海绵岩（spongolite）。

◎ 具颗粒结构
- 颗粒为鲕粒：鲕粒硅质岩。
- 颗粒为内碎屑：内碎屑硅质岩。
- 颗粒为团粒：团粒硅质岩。
- 颗粒为较零星的硅质生物：含硅藻（或放射虫、海绵骨针）硅质岩。

◎ 具结晶结构：（普通）硅质岩或燧石岩。

对具体岩石可根据情况或需要作综合命名，如：

◎ 层状藻迹硅质岩（或燧石岩）

◎ 蛋白石硅藻岩

◎ 含放射虫石英硅质岩等

除上述规范化的分类命名以外，还有一些习惯性或具特殊成因的硅质岩名称，其中使用较多的有：

◎ 碧玉岩（jasperite）：泛指含有铁的氧化物的硅质岩，可以呈各种颜色，但主要为红色。

◎ 硅板岩（lydite）：含一些粘土，强烈压实、易呈板状裂开的黑色硅质岩。

◎ 硅华（geyserite）：产于温泉出口处，由热水溶液沉淀而成，较疏松，杂质多。

（三）硅质岩的主要类型

几种常见或典型硅质岩的显微结构示于图 18－10 中。玉髓硅质岩主要由粒状玉髓和少量纤状玉髓或蛋白石构成，部分玉髓可能会转变成石英而向石英硅质岩过渡。硅藻岩（或硅藻土）主要由硅藻外壳堆积而成，有时含少量放射虫或海绵骨针并有粘土、碳酸盐等矿物混入。硅藻很小，多在几到几十微米左右，形态变化很大，球、椭球、纺锤、圆锥、节管状等，壳面布满小孔或沟脊，蛋白石质。可以确证的硅藻产生侏罗纪或以后的地层中。更古老的硅藻则因壳体已向玉髓或石英转化而不易识别。海绵岩主要由海绵骨针构成，有时含少量放射虫，也有粘土、碳酸盐等杂质。骨针比硅藻粗大一些，长可达几百微米，粗细约几十微米，蛋白石质，变成玉髓质后常常仍可辨认，若岩石含杂质较多，变成石英质后也不难鉴别。放射虫岩主要由放射虫构成，可含少量硅藻和海绵骨针，有时还有钙质生物（如有孔

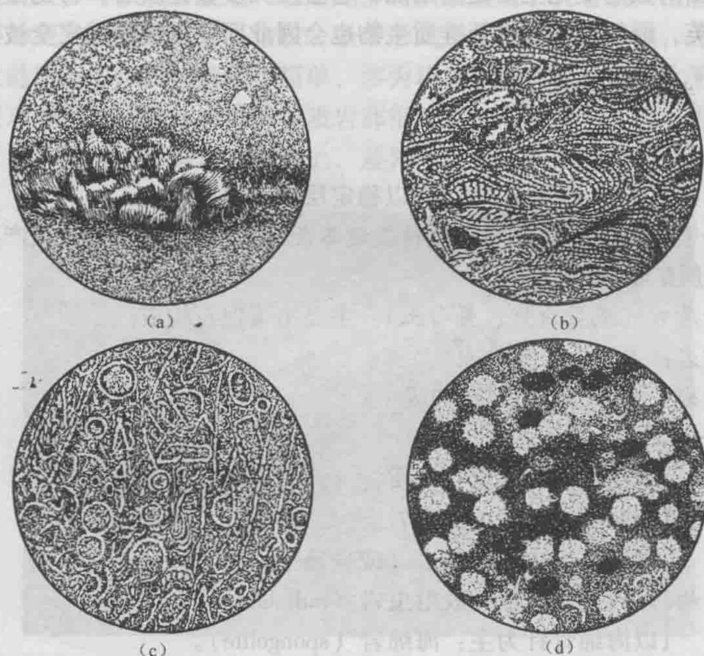


图 18-10　几种典型硅质岩的显微结构

（a）玉髓硅质岩（四川峨眉山，二叠系，正交偏光，$d=1$mm）；（b）硅藻岩（美国加利福尼亚，单偏光，$d=0.2$mm）（据 Raymond，1995）；（c）海绵岩（美国得克萨斯，泥盆系，单偏光，$d=1$mm）（据 McBride et al.，1969）；（d）放射虫岩（广西钦州，泥盆系，单偏光，$d=2$mm）（由夏文臣和张宁提供）

虫），常见粘土、碳酸盐等其他混入物。放射虫相对较大，多超过 0.1mm，最大可达 2.0mm 左右，以球或钟罩形为主，中空，表面多孔，大多有刺，刺的长短多少不一，最长可占壳体一半以上，呈放射状排列。虫腔可被杂质或硅质充填。壳体也是蛋白石质，也会向玉髓或石英转化，但在杂质背景中一般都不难辨认。上述所有生物硅质岩若含杂质较少、被硅质矿物胶结或有强烈压实或重结晶，其生物结构都将向结晶结构转变。

（四）硅质岩成因

在现代海洋和湖泊中生活着 5000 多种硅藻，少数还可在大陆湿地生活。在两极和中纬度地区的海底广泛分布有**硅藻软泥**（diatomaceous ooze），其中硅藻最高可达 70%～90%。这说明硅藻岩（或硅藻土）可以沉积在多种环境中，但以海洋环境为主。海成硅藻岩可根据其中的海生生物或下伏和上覆沉积物同为海水成因予以证实，也可通过生物学特征鉴别出海水或淡水硅藻种属，由此得到的印象是在地质历史中，硅藻生活区有从海洋向淡水扩展的趋势。我国山东临朐县山旺地区中新统的著名硅藻土（含大量完整的淡水鱼类、两栖类、爬行类，甚至还有蝌蚪）就是淡水湖泊成因。古生代或更早时期的硅藻，还没有找到确切的化石证据，但不少人仍认为前寒武纪的许多硅质岩都是硅藻的沉积产物。实际上，具有硅质硬体的藻类并非只有硅藻，已被确证的最古老硅质藻类是前寒武纪和寒武纪之交的金藻（Allison，1981），大小为 16～83μm，而许多人则认为是太古宙到古元古代的始球藻，大小约 28～32μm（图 18-11），在海洋营漂浮生活，当时许多燧石铁建造中的硅质岩几乎完全由这类始球藻以“微生物雨”方式堆积而成（LaBerge，1987；Robbins et al.，1987），它们被称为藻燧石或**藻碧玉**（algal jasper）。我国震旦纪的硅质岩也含有相当大小的球状藻细胞，

它们是以残余有机质的痕迹形式保存的，被看成是浅海底栖型藻类，这种岩石被称为藻细胞燧石岩（本教材称藻迹硅质岩）。看来，硅质藻类（无论有无硬体）都有惊人的富集硅的能力。

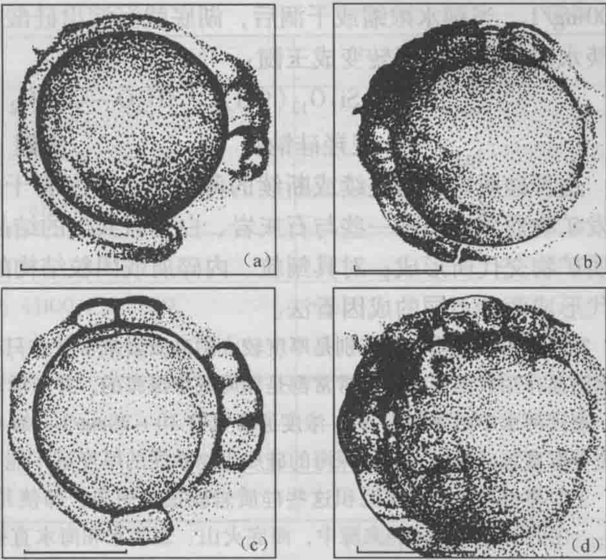


图 18－11　加拿大苏必利尔湖区古元古代（19 亿 ±2 亿年）硅质岩中的始球藻（比例尺长 10μm，单偏光）

（据 Barghoorn & Tyler，1965）

由石英中的赤铁矿微粒或有机质的“染色”作用显现，这些赤铁矿被看成是始球藻行光合作用时的氧化和粘结物。（a）（c）和（b）（d）分别为同一藻体，为稍稍移动了焦平面后的影像

我国南方震旦系陡山沱组黑色页岩中已发现硅质海绵，但硅质岩中的海绵则最早见于泥盆纪（图 18－10b），它们与放射虫岩共生。现代硅质海绵极少生活在淡水湖泊，主要分布在海洋中且水深较大，但堆积成海绵软泥者少见，大多以次要成分混在放射虫或硅藻软泥中，一般海绵岩均可看成是深海成因。

放射虫岩是人们最感兴趣的生物硅质岩。放射虫在寒武纪就已出现并一直延续到今天，全部海生浮游。现代放射虫软泥分布纬度比硅藻低，其中放射虫密度在赤道区和洋中脊两侧常常更高，但同时也要受当地碳酸钙补偿深度（CCD）的控制（图 18－12）。CCD 之上，主要为钙质软泥沉积。超过 CCD 后，钙质有孔虫和钙质超微生物大幅度减少而硅质软泥和红粘土富集，因而放射虫岩常常被看成深海环境的沉积产物。

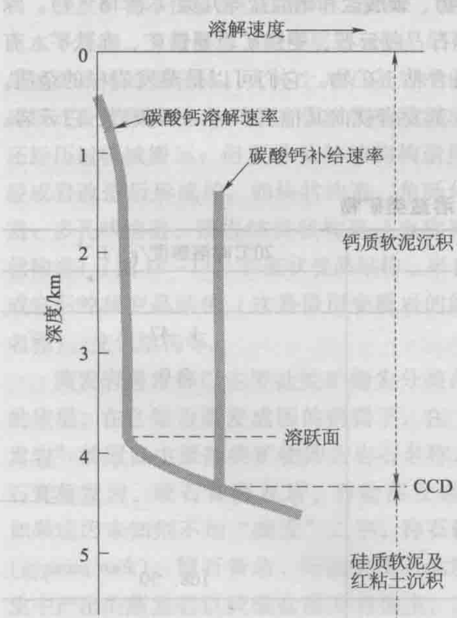


图 18－12　大洋碳酸钙补偿深度（CCD）对洋底沉积物类型的控制作用

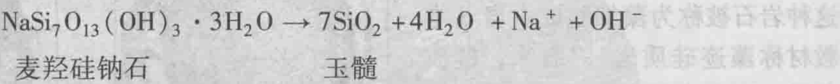
（据 Tucker，2001 修改）

在大洋中，CCD 的深度不均一，上图所示为太平洋中部 CCD 深度

没有生物标记的硅质岩的成因现在还是个有争议的问题，其中完全呈结晶结构的硅质岩除可由生物硅质岩重结晶形成外，也可能是原生化学沉淀成因。现代洋中脊地区有许多热水溶液活动，它们可直接由海底火山作用释放出来，也可由海水与热的火山岩或岩浆岩接触产生，其中可溶解较多 SiO_2，当温度降低后，部分 SiO_2 就会沉淀出来。另外，这种温度较高的海水还常常形成上升洋流使表层海水 SiO_2 浓度增大引起放射虫的繁盛。这种成因的硅质岩在化学成分上常常以较高的铁锰含量为特征（通常认为其 $Al/(Al+Fe+Mn)<0.35$）并可与火山岩、放射虫岩等共生，常产在大型的大陆边缘**硅镁质盆地**（ensimatic basin）或开放洋盆中。

在非洲有个名为 Magadi 的季节性高碱湖泊，其 pH 值可高达 11，溶解态 SiO_2 的浓度可达

2700mg/L，当湖水浓缩或干涸后，湖底就沉淀出硅酸钠矿物（**麦羟硅钠石**，magadiite），再经淡水脱钠作用就可转变成玉髓：



$$NaSi_7O_{13}(OH)_3 \cdot 3H_2O \rightarrow 7SiO_2 + 4H_2O + Na^+ + OH^-$$

麦羟硅钠石　　　　　　　　玉髓

这种硅质岩常为连续或断续的薄层状，常发育干缩缝、层内角砾化（由脱钠产生）和蒸发矿物假象。另外一些与石灰岩、白云岩共生的结晶硅质岩多被解释为方解石、白云石被硅质矿物交代所形成；对具鲕粒、内碎屑或团粒结构的硅质岩则有原生复合沉积和石灰岩被交代形成两种不同的成因看法。

实际产出的硅质岩，特别是厚度较大的硅质岩常常并非只有一种成因，大多都是生物、原生化学沉淀和重结晶作用共同形成的。常常都是深海或半深海的，并与活动板块边缘有关。

现代河水中的溶解态 SiO_2 浓度通常只有 10～20mg/L，海水中还更低，仅 2mg/L 以下，虽然硅藻、放射虫等有富集硅的能力，但深海的硅质生物软泥的厚度远不能与地质历史中的层状硅质岩的厚度相比，因此，主要靠母岩化学风化沉积这些硅质岩就很难想象，即使是交代碳酸盐岩也需要有同等数量的溶解态 SiO_2。在可以猜想的硅的来源中，海底火山、岩浆水和海水直接对火山岩等的溶蚀通常被看成除母岩风化以外的最重要的硅的来源。这可能就是活动大陆边缘形成较大厚度硅质岩的物质基础。

三、其他自生沉积岩类

（一）蒸发岩（evaporite）

在强烈蒸发条件下，因水溶液高度浓缩而沉淀形成的，易溶盐类矿物占 50% 以上的沉积岩称蒸发岩。蒸发岩是一种重要的矿产资源，在化工、食品、肥料、建材等工业中有着十分广泛的用途。

易溶盐类矿物极多，已知的就有 100 多种，只含一种酸根离子者为单盐，含两种以上酸根阴离子者为复盐。按主要或特征酸根阴离子可分为硫酸盐、硼酸盐、卤化物、碳酸盐和硝酸盐等几类（表 18－4）。除易溶盐类矿物外，蒸发岩中还含有其他许多自生矿物，如方解石、白云石、菱镁矿、菱铁矿、赤铁矿、有机质等，也可含陆源碎屑如云母、石英、岩屑等，更普遍的是含粘土矿物。它们可以是蒸发岩中的杂质，也可在蒸发岩内以结核或条带出现。当易溶盐类矿物减少时，蒸发岩就向其他沉积岩（石灰岩、白云岩、页岩等）过渡。

表 18－4　蒸发岩中的主要易溶盐类矿物

矿物种类	化学式	20℃时溶解度/g·L^{-1}
硫酸盐类（sulfates）		
硬石膏（anhydrite）	$CaSO_4$	1.47
石膏（gypsum）	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2.0
硫镁矾（kieserite）	$MgSO_4 \cdot 2H_2O$	
无水钾镁矾（langbeinite）	$K_2Mg(SO_4)_2$	
杂卤石（polyhalite）	$K_2Mg_2Ca_2(SO_4)_3 \cdot 2H_2O$	
钾盐镁矾（kainite）	$KMg(SO_4)Cl \cdot 3H_2O$	
芒硝（mirabilite）	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$	168.30
硼酸盐类（borates）		
硼砂（borax）	$Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$	
方硼石（boracite）	$Mg_3B_7O_{12}Cl$	
钠硼钙石（ulexite）	$NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$	
卤化物类（halides）		

续表

矿物种类	化学式	20℃时溶解度/g·L⁻¹
石盐（halite）	NaCl	264
钾石盐（sylvite）	KCl	340
光卤石（carnallite）	$KMgCl_3 \cdot 6H_2O$	1190
碳酸盐类（carbonates）		
天然碱（trona）	$Na_3CO_3(HCO_3) \cdot 2H_2O$	
钙水碱（pirssonite）	$CaNa_2(CO_3)_2 \cdot 2H_2O$	
硝酸盐类（nitrates）		
钠硝石（nitratine）	$NaNO_3$	
钾硝石（kalisaltpeter）	KNO_3	

（溶解度引自刘宝珺，1980）

蒸发岩多呈层状产出，层厚从毫米级的纹层到几十厘米的中厚层不等，常与白云岩、石灰岩、细碎屑岩（特别红色泥质岩）互层。由蒸发岩构成的沉积序列可厚达几百米至上千米，分布范围常在几百平方千米以上。但分布地域和时代总体上较为分散。世界上一些大型蒸发岩的产出时代多集中在寒武纪、志留纪、泥盆－二叠纪、三叠纪和古近－新近纪，我国蒸发岩主要产于三叠纪、白垩纪和古近－新近纪，其次是奥陶纪。由于蒸发矿物易溶，所以除非在干旱地区，蒸发岩一般很少有好的露头，地表可以见到的也主要是溶解度相对较小的石膏。多数蒸发岩都是在地下通过钻井发现的。我国大庆、胜利、江汉等油田都钻到了白垩纪或古近－新近纪的蒸发岩。在现在地中海深海海床下面甚至钻到面积达 $2.50 \times 10^6 km^2$，厚达几千米的古近－新近纪蒸发岩，估计其数量已超过地球上其他已知蒸发岩的总和。

蒸发矿物不仅易溶，也相对“软弱”，这对蒸发岩的结构构造具有深刻影响。其原生沉积构造和结构有水平层理、交错层理、粒序层理和微晶结构、自生颗粒结构等，自生颗粒可以是单个盐类晶体，更多的是盐类晶体的集合体，大体上与石灰岩中的内碎屑或凝聚颗粒相当，这说明盐类矿物沉淀后还经历过机械搬运；但更常见的结构构造则是经成岩改造后形成的，如块状构造、角砾化构造、多孔状构造、镶嵌结核状构造（也称鸡笼状构造）（图 18－13）和斑状变晶结构、半自形或它形粒状变晶结构（这是借用变质岩的结构名称）、交代结构等。

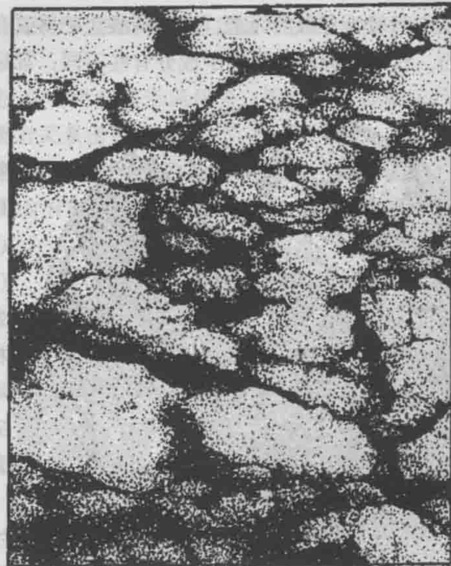


图 18－13　硬石膏岩的镶嵌结核状（鸡笼状）构造
（据 Maiklem et al.，1969 照片绘制）
暗色基质为微晶硬石膏或碳酸盐。硬石膏结核可由石膏集合体在浅埋藏时脱水形成

蒸发岩通常都以主要盐类矿物为分类命名的依据。在已知为蒸发成因的前提下，在“蒸发岩”前冠以主要盐类矿物即为岩石名称，如石膏蒸发岩、硬石膏蒸发岩、石盐蒸发岩等；如果成因未知则不加“蒸发”二字，称石膏岩（gypsum rock）、硬石膏岩、石盐岩等。地质历史中产出的蒸发岩以硫酸盐蒸发岩为主，其次是氯化物蒸发岩，其他蒸发岩较少。

蒸发岩以蒸发浓缩为其基本形成机制决定了它只能产在蒸发量大于降水量和其他淡水、如地下水的补给量的较为孤立、封闭的水盆地中。大陆地区的沙漠盐湖或季节湖，炎热干旱

地区的萨布哈、环礁顶部和滨海一带的潟湖等都是蒸发岩的理想产地。不同地理背景所产蒸发岩的共生岩石或底盖层岩石具有很大不同，通常大陆蒸发岩主要与陆源碎屑岩，尤其是细碎屑岩（如页岩、油页岩等）共生，海洋蒸发岩则主要与石灰岩、白云岩等共生或位于向上变浅的碳酸盐岩沉积序列的顶部。一个具体蒸发盆地所产蒸发岩的成分直接受控于盆内水溶液（母液）的成分和它被蒸发浓缩的程度。无论是大陆湖水还是海水，其中的溶解物质都主要来自源岩风化，地下热液（温泉）对某些大陆盐湖或局部海水也有一定影响。大陆湖水因距源区（包括古代蒸发岩源区）近，其成分与地区性因素关系密切，往往比较复杂，湖水常可高度浓缩，甚至可接近或达到浓缩的极限（干涸），所以大陆蒸发岩的成分变化较大，其总的特征是相对少到贫 $MgSO_4$ 和相对多到富易溶碳酸盐，有时还有硼酸盐。海水则不然，它的化学组成，特别是主要离子的丰度基本上是稳定的，以质量分数计，其中 Cl^- 约 55%，SO_4^{2-} 约 8%，Na^+ 约 31%，Mg^{2+} 约 4%，Ca^{2+} 约 1%，其他成分总共才 1% 左右，所以海水蒸发岩一般都以富 $MgSO_4$ 或贫易溶碳酸盐为特征（Hardie，1984；Lowenstein & Hardie，1985）。一个绝对孤立盆地所能形成的蒸发岩是极为有限的，例如完全蒸发 100 体积的海水大约只能得到约 15 体积的蒸发岩，所以一些厚度较大的蒸发岩序列只能在盆地不断沉降且有适当水溶液补充机制的条件下才能形成。大陆盐湖水溶液的补充（和蒸发浓缩）具有一定韵律性，所以蒸发岩序列常由蒸发矿物和非蒸发矿物（包括陆源碎屑、粘土等）或溶解度大小不同的蒸发矿物构成。海洋潟湖的海水补充常常是在潟湖开口处不间断进行的。视浓缩程度不同，海水蒸发岩序列常主要由连续沉积的石膏（或硬石膏）或石膏和石盐构成。在实际产出的海水蒸发序列中，石膏（或硬石膏）大多都比石盐多，这说明蒸发达到的浓度多稳定在较低水平上。只有当浓度达到较高水平且可维持相当一段时间，石盐才会超过石膏，达到更高水平或近干涸时才会有像钾石盐、光卤石一类矿物析出。地中海下面的巨厚蒸发岩总体上石盐超过了石膏，是由海水浓缩变浅和海水补给多次反复形成的。许靖华（1983）推测，在过去的 1 亿年时间内，地中海可能已干涸过 1 ~ 2 次。就全球范围而言，海水蒸发岩的分布主要受太阳辐射、极地冰川、海陆相对面积等因素的控制，主要产在陆内、陆间裂谷盆地、被动大陆边缘和残留洋盆等盆地内。

非蒸发成因的盐岩也是高浓度卤水的结晶产物，卤水大多来自地下，如先成蒸发岩的成岩性溶解，顺断层上升的岩浆水等，其中可含较多微量元素，如 Li、Be 等。这类盐岩可在大陆或海洋盆地，两极地区的地下水和湖泊中形成，也可在地下岩石或沉积物的孔洞中形成。

（二）磷质岩（phosphatic rock）

磷是一种较为分散的元素，多以磷酸盐矿物或有机质形式存在。磷酸盐矿物在化学成分上基本上相当于磷灰石，仅结晶程度和阴离子成分有些不同，常见的有非晶质胶磷矿、隐晶 - 微晶磷灰石和其他磷灰石变种，如氟磷灰石、氯磷灰石、羟磷灰石等。这些矿物常常混生在一起，薄片中呈黄褐色。磷质岩一般不以矿物含量定义，而以 P_2O_5 含量定义。通常将 $P_2O_5 > 19.5\%$（相当于磷灰石 > 50%）的沉积岩称**磷块岩**（phosphorite），若 $7.8\% < P_2O_5 < 19.5\%$，则称**磷质岩**（phosphatic rock），若 $2\% < P_2O_5 < 7.8\%$，则称**含磷岩**（phosphorus-bearing rock），2% 和 7.8% 的 P_2O_5 大致相当于含磷灰石 5% 和 20%。磷块岩和磷质岩可泛称为磷质岩，除磷酸盐矿物以外，磷质岩中的其他矿物还有硅质矿物、粘土矿物、方解石、白云石、石膏、硬石膏、针铁矿以及陆源石英、长石等。



图 18 - 14　具颗粒结构的磷块岩
（单偏光，d = 0.5mm）
（据 Gressman & Swanson，1964 照片绘制）
颗粒为磷酸盐质的鲕粒、团粒、生物碎屑以及石英碎屑、粒间为磷酸盐基质

磷质岩的结构构造与石灰岩非常相似，常见的有自生颗粒结构、微晶（泥晶）结构和结晶结构（包括非晶质结构）。自生颗粒也是生物碎屑、内碎屑、鲕粒、团粒等。生物碎屑常常是双壳、腕足、海绵、有孔虫以及鱼牙齿等。自生颗粒常与隐 - 微晶磷酸盐基质共生，也可被“亮晶”磷酸盐矿物或玉髓、石英、方解石以及针铁矿胶结（图 18 - 14）。具自生颗粒或微晶（泥晶）结

构的磷质岩可发育水平-波纹层理、交错层理、粒序层理，有时有波痕。一般磷质岩还可发育块状层理、泥裂或叠层构造。磷质岩可以结核（团块）状或层状产出。结核状磷块岩常产在中-细碎屑岩内。层状磷质岩常夹在黑色页岩、黑色硅质岩或碳酸盐岩之间或与它们互层，层厚几厘米到几十厘米。露头上，磷质岩多呈黑色，手标本有沉重感（密度大于陆源碎屑岩、碳酸盐岩或硅质岩）。

磷质岩分类命名可仿碳酸盐岩的结构分类，在表18-2中，将“岩”改为“磷块岩”或“磷质岩”即可，如泥晶颗粒磷块岩、颗粒泥晶磷块岩、细晶磷块岩等。考虑到颗粒磷块岩的胶结物变化较大，可在名称中直接反映出来，如玉髓胶结鲕粒磷块岩、钙质胶结砂屑磷块岩、胶磷矿胶结团粒磷块岩等。

磷质岩的结构构造表明它主要是浅海成因，是化学（包括生物化学）和复合沉积作用或者还叠加有交代作用的结果。海水中的磷基本上来自源岩风化，有时与火山作用也有一定关系，但总起来浓度很低。在磷的富集过程中，生物作用是个重要环节，已提出的磷质岩成因假说几乎都与生物的富磷作用有关，其一般过程是表层水中的浮游生物吸取海水中的磷，死亡后沉入海底，它们与同样富磷的粪团粒一起在软泥中被分解，溶解磷随赤道地区上升洋流再次到达海水表层并呈辐射状散开引起磷质浮游生物大面积繁盛又可重复上述过程，表层海水的磷含量就这样逐渐增高。在较偏碱性和还原条件的浅海陆棚地区溶解磷就以磷质泥晶、团粒、鲕粒等形式，或被改造成内碎屑而沉积下来。刚沉积的磷质泥晶或其他生物性磷质沉积物在同生阶段因生物腐烂等原因再次溶解可导致孔隙水的磷浓度增高，也可使方解石质泥晶或方解石质自生颗粒磷酸盐化，最后形成次生磷质岩。生物碎屑中的双壳、有孔虫、海绵和除无铰纲以外的大部分腕足原本都是钙质的，如果也变成磷盐质、则肯定是交代形成的。磷质叠层石也被看成是交代的产物。

在地质历史中，有三个重要的成磷峰值期，它们是震旦纪晚期到寒武纪早期，二叠纪和白垩纪晚期到古近纪早期。产出部位集中在古南北纬40°的范围内，沉积环境大多是构造背景相对稳定的局限浅海到边缘斜坡一带。我国磷质岩主要产于震旦-寒武纪。

（三）铝质岩（aluminous rock）

在化学成分中，Al_2O_3 含量超过 SiO_2 的沉积岩称铝质岩，若 $Al_2O_3>40\%$ 同时 $Al_2O_3:SiO_2\geqslant2:1$，则为**铝土矿**（bauxite）。铝的异常富集表明它的赋存形式不可能只是一般的硅酸盐矿物而应包含有铝的氧化物或氢氧化物，其中最主要的是三水铝石（$Al(OH)_3$）、一水软铝石（$\gamma-AlO(OH)$）和一水硬铝石（$\alpha-AlO(OH)$）。在一般铝质岩或铝土矿中，这些矿物常呈胶状非晶质、纤维状隐晶或细小鳞片微晶，常与其他细粒矿物混生在一起，在普通偏光显微镜下较难鉴别。因此，铝质岩的鉴定通常要靠化学分析，X衍射分析等。

铝质岩或铝土矿在成因上分为残积型和沉积型两类，前者可归属于风化壳，后者则是经搬运后在盆地中沉积的，但搬运距离通常很近（几十千米以内），与源岩关系密切。

残积型铝质岩一般以**砖红土**（laterite，latosol）面貌出现，故也称红土型铝质岩，其风化源岩多为富铝贫硅的结晶岩（如霞石正长石、玄武岩等），也可以是含有粘土矿物的碳酸盐岩。在半干旱或干湿交替的气候带中，若地形起伏不大，由铝硅酸盐、方解石、白云石等风化析出的碱或碱土金属离子易聚集在风化带中使水溶液呈较强的碱性，这种水溶液可使粘土矿物中的 SiO_2 溶解并随水流失（去硅），残留下来的铝、铁的氧化物和氢氧化物逐渐增多，最后就可形成红土型铝质岩。宏观上，红土型铝质岩多为红、褐或黄色，质地较为疏松，主要矿物常为三水铝石，铁矿物为针铁矿、赤铁矿或它们的水化物，也有一些粘土矿物（以高岭石为主）和残积的石英、榍石等碎屑，向下可渐变为新鲜源岩，顶部可覆盖一薄层“铁帽”。岩石多为块状、多孔状，常具泥状结构或粉砂质泥状结构，有时也有同心状豆粒或鲕粒结构（图18-15）。但是，这时的豆粒或鲕粒是在



图18-15　具豆粒结构的红土型铝质岩

（据 Guilbeit & Park，Jr，1986 照片绘制）

成土过程中由淀积作用形成的，其核心为残积的石英碎屑、陆生生物贝壳或其他颗粒实体，包壳可厚可薄，由非晶质到隐晶质三水铝石构成，整个外形大多不很规则。

沉积型铝质岩是具相当风化强度的不溶残余物和 Al_2O_3 等胶体就近搬运到湖泊或滨海、潟湖中沉积而成。湖成铝质岩的铝矿物仍以三水铝石为主，但粘土、铁矿物微粒、粉砂等杂质较多，可发育水平层理或小型波状交错层理。整个岩石常呈较薄的层状或透镜状夹在泥质岩之间，顶部可出现沼泽沉积（黑色页岩或煤层），反映沉积水深很快变浅直至暴露的微弱水动力的环境条件。海成铝质岩的铝矿物以三水铝石和一水软铝石为主，经成岩变化后也可转变成一水硬铝石，共生矿物相对较少，多为粘土、针铁矿、绿泥石等。岩石为泥状结构、鲕粒结构、豆粒结构或内碎屑结构等。鲕粒和豆粒不排除由沉积前的胶体加积形成（常常形状规则），但更可能为同生期或极早成岩期由孔隙水中的胶体围绕核心沉淀而成。当具鲕粒、豆粒或内碎屑结构时，岩石可发育交错层理，偶尔有粒序层理，这显然是先成沉积被再次分散、搬运形成的，但更常见的沉积构造还是块状层理。海成铝质岩为较稳定的层状，厚度可达几十米，是作为铝土矿开采的理想矿体。无论是湖成还是海成，沉积型铝质岩的底界几乎总是源岩的风化侵蚀面，面上有时还有残留的"铁帽"。这说明在湖侵或海侵之前，源岩曾遭到高强度的风化，它们是湖侵或海侵之后的最早沉积物。由于搬运距离不远，有些沉积型铝质岩和残积型铝质岩可连续分布而没有截然界线。

铝质岩的形成对气候和地形条件要求较高，构造背景相对较为稳定，具体产出部位多在长期缓慢隆升的古陆内部或周边。世界上的铝质岩分布比较普遍，我国福建漳浦、山东淄博、河南巩县、河北唐山等地方都有产出。

（四）铁质岩（ironstone）

铁质岩是一种**富铁岩**（iron-rich rock）。按现在的定义，化学成分中含不少于 21.4% 的 Fe_2O_3 或 19.3% 的 FeO，或者以元素计，含不少于 15% 的铁的沉积岩称**富铁岩**（James，1992）。一般泥质岩、砂岩和碳酸盐岩中的铁要比这少得多（平均含铁约 2.5%），但它们都可向富铁岩过渡。在地质记录中，富铁岩有两种存在形式，一是**铁建造**（iron formation），二是**铁质岩或铁岩**。铁建造主要产于前寒武纪，特别是古中元古代到太古宙。由于它经常还特别富硅，故也称燧石铁建造。在加拿大苏必利尔湖区，有世界最著名的燧石铁建造，其放射年龄约 20±2 亿年，长几千千米，宽几千米，厚约 600m，至今未曾变质或只有极轻微变质，其中的富铁岩（同时也富硅）称**铁燧岩或燧铁岩**（taconite）。类似铁建造在格陵兰、澳大利亚、南非等地区都有分布。我国相当层位（如阜平群、鞍山群、五台群等）的铁建造数量不多，而且已经变质成了磁铁石英岩。正因为如此，我国地质界就常将铁岩作为一般富铁岩的泛称。富铁岩若铁的品位很高，就可作铁矿开采。世界上 90% 以上的铁矿都是沉积型的富铁岩（可以叠加变质），我国鞍山式、宣龙式、山西式等铁矿都是这种类型。

富铁岩中的铁均赋存在铁矿物中。铁矿物这个概念并不严格，通常将富铁岩中所有含铁的矿物都称为铁矿物。铁矿物种类很多，大体可分为铁的氧化物、硫化物、碳酸盐和含铁硅酸盐四大类，其中最常见的是赤铁矿、针铁矿、磁铁矿、褐铁矿、黄铁矿、菱铁矿，其次是白铁矿、铁白云石、鲕绿泥石，若经过了较强的深埋成岩变化或浅变质，还会出现铁蛇纹石、铁滑石、黑硬绿泥石等。除了这些铁矿物以外，铁建造中还含有较多 SiO_2 矿物（以石英为主），少数还含有火山碎屑，但不含粘土矿物或陆源碎屑。其他铁质岩一般不含 SiO_2 矿物，但可含粘土矿物、方解石、白云石和陆源碎屑等。

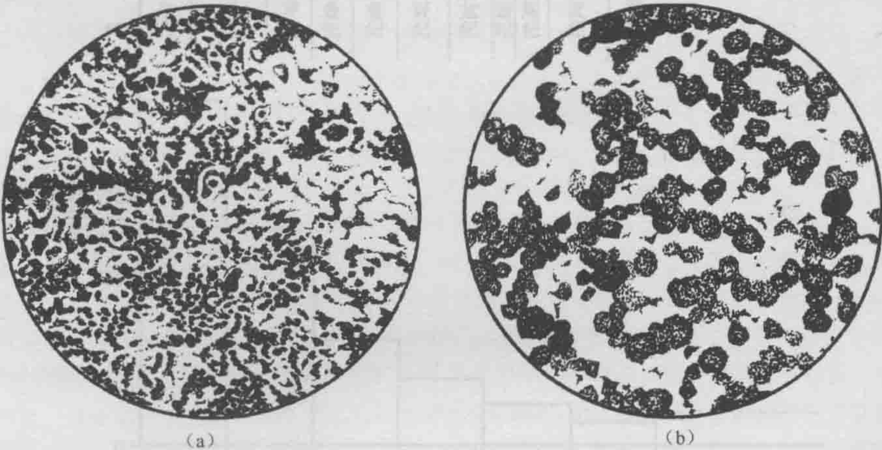
铁质岩中有极少是以风化壳或结核形式产出的，绝大多数铁岩和所有铁建造都为稳定或较稳定的层状。在燧石铁建造中，最薄的铁质纹层可小于 1mm，一般的层厚在几厘米到 50~60cm 之间，它们常与碧玉岩相间成条带状。这些条带除有同沉积的滑塌变形或层内角砾化以外，有时还有水平层理、交错层理、波痕和泥裂，偶尔还有粒序层理或叠层构造。岩石的原生沉积结构常常保存完好，主要是自生颗粒结构，自生颗粒为铁质的鲕粒、豆粒、团粒、内碎屑、核形石等，也有单细胞的藻菌类"化石"。自生颗粒大多被石英胶结，也可处在铁质泥晶基质之中。有些不含自生颗粒的富铁岩（多产在太古宙）与泥晶灰岩的结构相似。寒武纪及以后的铁质岩的沉积构造多为块状层理，有时有交错层理、波痕等，偶尔有虫孔构造，其沉积结构以鲕粒结构最常见。这部分铁质岩规模大多不太大，厚仅几十厘米到几米，横向延伸很少超过 150km，常夹在碳酸盐岩、泥质岩、砂岩之间或与它们呈指状穿插。

富铁岩的分类命名常依据主要铁矿物种类或沉积结构，其中最常见的是赤铁矿铁建造（或铁质岩）、

磁铁矿铁建造（或铁质岩）、**铁质泥晶岩**（femicrites，多产在铁建造中）、鲕粒铁质岩等。

富铁岩的成因至今仍有很大争议，其中涉及的两个基本问题是铁的来源和铁的沉淀条件和过程。现在大致有两种铁的来源说，一是大陆风化，二是与火山活动有关的热液（或温泉）。由于铁的高价氧化物溶解度极低，所以对体积巨大的铁建造而言，风化说就需要假定一个贫氧的大气圈（其含氧量不超过今天大气的1%）以方便铁的搬运。有人为避免作这种假定，提出铁是以胶体（特别是受到有机质保护的胶体）或粘土矿物表面的“铁质膜”的形式搬运的。但在二三十亿年前，大陆上是否有今天这么多的有机质是值得怀疑的，而铁建造中也没有粘土矿物，也未发现陆源碎屑，所以风化说遭到了一些人的反对。热液说中的热液如果来自大陆，同样也需要贫氧的大气，有人则强调海底热液。在今天从橄榄玄武岩质海底裂隙中释放出来的热液含有比海水高 10^5 倍的铁，地球早期历史的海底热液可能要比现在更为活跃；某些铁建造的稀土元素分布特征也支持这种假说。但是，一般铁建造并不与火山岩共生，而且具颗粒结构的铁建造（或铁质岩）都具有很典型的浅水沉积特征，将海底热液输送到浅水而仍保持铁的溶解状态也需要一个较为还原的海水背景。铁从溶液中沉淀出来与富铁溶液的形成同样有解释上的困难。化学沉积作用的一般规律是，对溶解（搬运）有利的条件将不利于沉淀。富铁溶液在低 pH 值（酸性）和低 E_h 值（还原）条件下易于形成，而铁以赤铁矿形式沉淀则需要较高的 pH 值和 E_h 值，以磁铁矿或含铁硅酸盐形式沉淀也需要较高的 pH 值（但 E_h 值较低）。因此有人认为，富铁岩不是原生沉积，而是交代形成的。在苏必利尔铁建造中有人也找到过一些鲕粒被交代的证据，也描述过具有石膏假象的磁铁矿；在以后的铁质岩中，交代证据还更多一些，最典型的是一些钙质生物化石被赤铁矿交代，常见的铁质鲕粒也被看成交代钙质鲕粒的产物。这些人认为，富铁岩的前身是潮下、潮间和潮上带的碳酸盐岩，它们是在同生或极早成岩期通过交代而转变成富铁岩的。上述分歧或许说明不同富铁岩本来就有不同成因、分歧不仅自然，也是必然的。

在富铁岩的成因讨论中还有一个重要问题是燧石铁建造中铁和 SiO_2 的同时沉淀机理（包括从环境水溶液中沉淀和早期交代过程中的沉淀）。在前面硅质岩的成因中曾提到过前寒武纪的硅质藻类。实际上，在 LaBerge et al.（1987）主张燧石铁建造中燧石的微生物成因的同时，他们也主张其中富铁岩的微生物成因。他们研究了太古宙和古元古代 14 个铁建造的近千块岩石样品，除全部磨制了薄片外，还用盐酸和氢氟酸进行了处理，将不溶残余置于载玻片上与薄片作对照观察。他们发现大量在形态上与今天某些铁细菌（纤毛菌、球衣菌、鞘铁菌、节铁菌等）非常相似的赤铁矿、镜赤铁矿、磁铁矿、菱铁矿或有机质的细小球状或丝（棒）状体（图 18-16），并对今天铁细菌的富铁过程和富铁产物作了研究。这些微生物都是厌氧或微需氧型细菌，主要生活在较富铁的海湾或河流底部的还原性淤泥中。如果太古宙和古元古代的大气圈和海水是贫氧的话，那么这些细菌就很可能是当时最普通的生命形式。当硅质藻类行光合作用时，它们的衣鞘上将粘结被氧化析出的赤铁矿微粒，而硅质藻类的形态能够显现出来就全靠这些赤铁矿微粒。硅质藻类和



（a）　　（b）

图 18-16　燧石铁建造中的铁质球粒（大小约 30μm，白色部分为石英，单偏光）

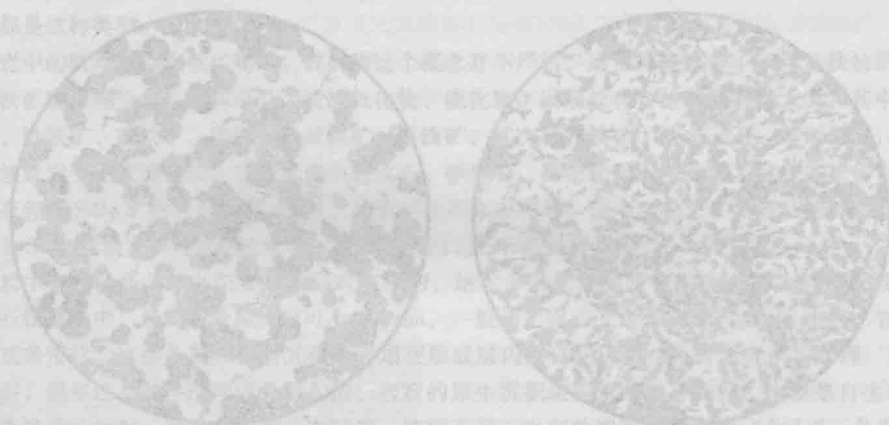
（据 LaBerge et al.，1987 照片绘制）

（a）赤铁矿质球粒，推测为某种铁细菌（如纤毛菌类）衣鞘粘结赤铁矿微粒形成（美国明尼苏达，太古宙）；（b）菱铁矿质球粒，推测为始球藻在同生阶段被菱铁矿交代形成（加拿大苏必利尔，元古宙）

其他行光合作用藻类的大量繁盛可能首先使水圈中的表层海水 E_h 值升高促使铁以高价态沉淀出来。如果沉淀在浅水区盛行，则形成铁质鲕粒、内碎屑等颗粒就是很自然的事。而各种死亡的硅质、铁质藻菌类和从水中析出的高铁氧化物在各种水深条件下都可以“下雨”的形式沉降到海底，它们既可以成为自生颗粒之间的基质，也可单独成为铁燧质的泥晶沉积。沉积以后，另外一些细菌，如像今天的茉莉变形杆菌、硅杆菌等，还会参与 SiO_2 的溶解和再沉淀过程，它们对硅质胶结物的形成可能具有积极意义。这种生物成因在解释铁硅同时沉积方面具有很大优势。当整个大气圈和水圈在距今约 20 亿年后的某个时候达到今天这样的含氧量时，这些厌氧的或微需氧的铁细菌就受到抑制，铁和 SiO_2 的沉积也就分开了。虽然直到今天这些细菌仍以同样方式生活着，但在沉积作用中它们已经不重要了，广泛和大规模的铁的沉积也就从此终止。然而直到现在也没提出一个令人信服的造成相对年轻大气相对贫氧的原因，也没有找到一个办法确定是否真的有过这样的大气。

思 考 题

1. 在内碎屑灰岩中，有些内碎屑由颗粒和亮晶胶结物构成，这说明碳酸盐沉积物的胶结作用在同生阶段或极浅埋藏条件下就可迅速进行。你认为促使这种迅速胶结的条件是什么，这时的化学沉积作用和胶结作用有什么关系？
2. 一般说来，生物碎屑灰岩和鲕粒灰岩包含的环境信息要比内碎屑灰岩更丰富，试述其理由。
3. 在一个特定时间段内，随着碳酸盐沉积物堆积，沉积水深会逐渐变浅从而形成向上变浅的沉积序列。试用不同碳酸盐岩构成一个这样的沉积序列。
4. 统计显示，自寒武纪以来，白云岩的数量和全球海平面的高度之间存在明显的正相关关系，海平面处在高位时的白云岩数量也增多。如何用交代白云岩的观点解释这种关系？
5. 由于蒸发矿物很容易溶解，所以有些小规模的蒸发岩夹层或分散状蒸发矿物已不复存在了。在野外或在岩石薄片中有哪些现象可说明曾经存在过蒸发岩层或蒸发矿物？
6. 在前寒武纪铁硅同时沉积的成因假说中，有一种蒸发成因说，该假说认为强烈的蒸发可使海水中溶解态铁、硅浓度各自达到过饱和从而形成条带状富硅和富铁岩石的互层，试对这种假说进行评价。



第十九章　沉积岩的分布特征与沉积盆地

一、沉积岩的分布特征

相对于火成岩和变质岩，沉积岩主要形成于表生带的低温、低压环境中。就体积而言，沉积岩约占岩石圈的5%，主要分布于岩石圈的上部和表层部分。地表陆地约75%以上的面积为沉积岩和沉积物所覆盖，而海底几乎全部被沉积物（或沉积岩）所覆盖。沉积岩的平均厚度约为1800m，但不同区域沉积岩的具体厚度差异极大。有些地方可达几万米，如高加索地区，仅中生代和新生代的沉积厚度就达20～30km；但有些地方则很薄，甚至没有沉积岩的分布，如在加拿大地盾区，直接出露着火成岩和变质岩。地球物理和深井钻探证实，现代和古代沉积物大量沉积的场所为大陆边缘和大陆内部的坳陷带，在这些地方可以形成巨厚的沉积岩层。从各种沉积岩的体积百分含量来看，细碎屑岩类（粉砂岩和泥岩）含量最高（约65%），其次为砂岩（20%～25%），再次为碳酸盐岩（10%～15%），这三类沉积岩约占沉积岩总体积的95%以上。

沉积岩在地质历史时期有着广泛的分布，形成时间跨度比较大。目前已知最古老的沉积岩分布在格陵兰岛和加拿大魁北克地区，最近由铁同位素测得的年龄在37亿～38亿年（Dauphas et al.，2007）。但年代越古老的沉积岩，在地表出露的面积越少（图19－1），约半数以上的沉积岩露头是侏罗纪以来的沉积岩。这一方面是由于新地层覆盖于老地层之上，在构造抬升过程中更容易暴露于地表，另一方面也是由于越古老的沉积岩，其晚期成岩作用时间越长，更有可能深埋藏转化为变质岩或抬升到地表被风化剥蚀掉。从目前的地层资料来看，保存下来的沉积岩以海相沉积岩为主，反映了地质历史时期，海陆的比例虽然有一定的变动，但海洋面积始终大于陆地面积，沉积作用以海相作用为主。陆相沉积岩形成于平均海

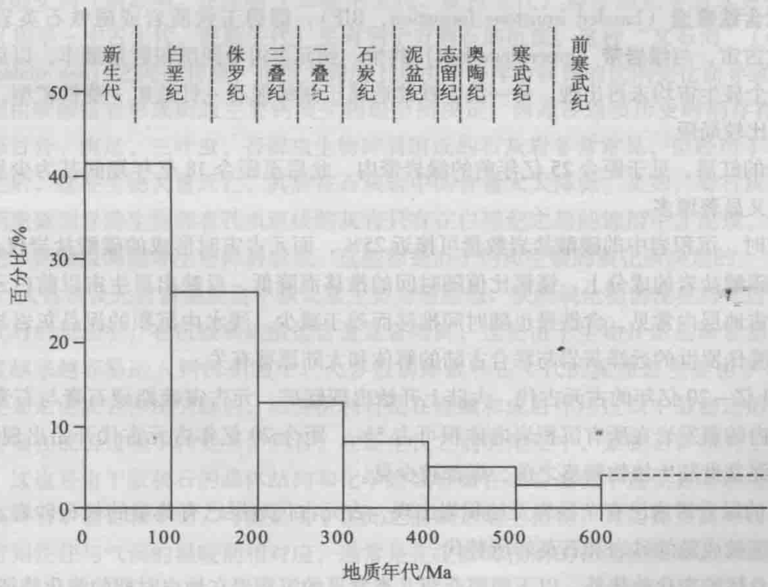


图19－1　不同地质年代的沉积岩出露面积比

（据Blatt & Jones，1975）

平面之上，当沉积速率小于侵蚀速率的时候沉积物必然遭受再侵蚀，相对于海相沉积序列来说，陆相沉积序列更不容易完整地保存下来。

二、沉积岩的地史演化

在不同的地质历史时期，形成的沉积岩类型、成分、结构构造、体积都有一定的变化（图 19-2）。概括起来，有以下几个特点：

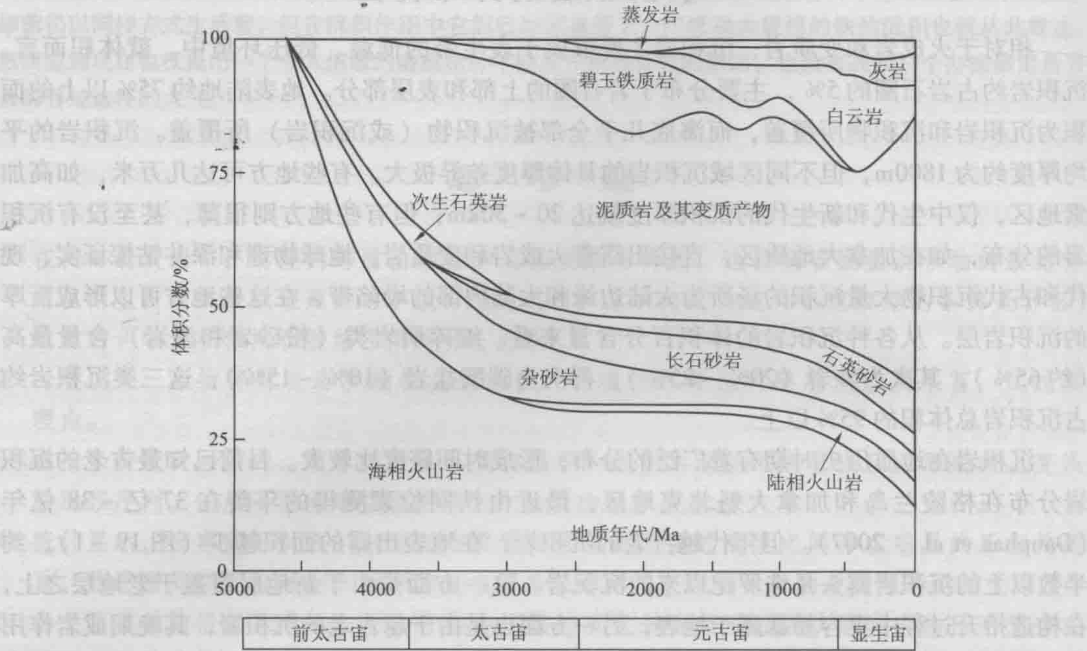


图 19-2　地质历史时期的沉积岩类型分布

（据 Ronov，1983）

（1）**条带状含铁建造**（banded ironstone formation，BIF），即碧玉铁质岩或磁铁石英岩，最早出现在 37.6 亿年前的太古宙，与**绿岩带**（greenstone belt）共生。到元古宙早期沉积数量最丰，以后逐渐减少，元古宙后消失，整个显生宙均未再出现。另一类含铁建造属于鲕绿泥石－针铁矿－菱铁矿型，是在显生宙才出现的，但分布比较局限。

（2）最古老的红层，见于距今 25 亿年前的绿岩带内，此后至距今 18 亿年期间甚为少见，直到元古宙晚期和显生宙才又显著增多。

（3）显生宙时，沉积岩中的碳酸盐岩数量可接近 25%，而元古宙时形成的碳酸盐岩仅占 5% 左右，太古宙时更少。在碳酸盐岩的成分上，镁钙比值随时间的推移而降低，反映出显生宙以前白云岩较多。含铁的白云岩在太古宙地层内常见，含铁量也随时间推移而趋于减少。浅水内沉积的泥晶灰岩与生物灰岩开始出现于寒武纪，晚侏罗世的远洋灰岩与联合古陆的解体和大陆漂移有关。

（4）距今 23 亿～20 亿年的古元古代，大陆上开始出现锰矿。元古宙晚期硬石膏与石膏见于北美洲及大洋洲，显生宙内的蒸发岩在所有沉积岩内体积可占 5%。距今 20 亿年古元古代开始出现碳质页岩与煤、石墨，但直到晚泥盆世陆生植物繁盛之前，煤都较少见。

（5）太古宙的绿岩带内已有杂砂岩及浊积岩出现，古元古代地层已有典型的长石砂岩。其后，这些不成熟的沉积岩逐渐被成熟的砂岩和石英岩所替代。

除以上几点总体的变化趋势外，以下简要介绍几类常见的沉积岩在地史时期的演化特征：

◎ *砂岩*：大多数太古宙长石质净砂岩或长石砂岩中斜长石的含量远高于碱性长石。与之相反，显生宙的砂岩中碱性长石的含量要高于斜长石。大多数古－中太古代的砂岩为富含泥基的岩屑杂砂岩，它们多以

厚层的浊流沉积出现，成分成熟度和结构成熟都极不成熟。从碎屑成分来看，纯橄岩和橄榄岩等超基性岩岩屑的含量要远高于长英质岩屑。碎屑矿物颗粒中，橄榄石、辉石和斜长石含量丰富，石英和碱性长石少见。这些颗粒主要为棱角状、分选性差，没有很强的搬运和磨蚀作用。这些特征与该时期广泛分布的花岗质陆壳周期性为浅海所覆盖这一沉积环境相符合。尽管部分陆源物质明显来源于花岗岩和麻粒岩，但总体来说该时期硅铝质陆壳较薄且出露范围有限。这一时期主要的母岩剥蚀区为超基性、基性岩浆岛弧和部分暴露的下地壳甚至地幔物质。剥蚀下来的碎屑物质经过快速的、短距离的搬运，直接沉积于海沟、弧前和弧后盆地。由于没有宽缓而稳定的浅海陆架存在，因此碎屑物质的沉积改造作用不明显。同时，该时期地表缺乏植被，大气也处于酸性还原状态，增强了地表风化和剥蚀作用。从太古宙末期到元古宙早期，由碱性长石和富含石英的硅质岩屑组成的长石砂岩含量开始增高，来源于花岗岩和流纹岩的碎屑成分也逐渐增高。在元古宙，陆壳更趋于花岗质，并且开始变得稳定，成分成熟度和结构成熟度都比较成熟的石英砂岩开始大量的出现，它们的碎屑颗粒有相当一部分来源于遭受风化剥蚀的早期砂岩。早古生代砂岩主要是成分和结构成熟度都极成熟的石英净砂岩。它们基本上由99%的极圆状、分选好的石英颗粒组成，表明它们经受了长期的强烈风化和搬运作用。在某些特殊情况下，热带区的化学风化作用也可以形成石英砂岩，但这种化学成因的石英砂岩中石英颗粒多为棱角状，分选差，要形成极成熟的石英砂岩，必须经过多期次的旋回作用。早古生代之后，这些极成熟的石英砂岩开始逐渐消失了。

◎ 碳酸盐岩：石灰岩的矿物组成指示了显生宙期间海水化学组成的微妙变化。这些变化与地质历史时期长时间尺度的冰期与暖期的交替变化直接相关。冰期与暖期的交替，控制了海平面高度、海水温度、海水化学组成的变化。在显生宙大部分时期，地球处于温暖、富 CO_2 的环境，海平面较高，陆架为浅海所覆盖，石灰岩广泛发育。而在冰期（如晚古生代－三叠纪、渐新世－现今）石灰岩只发育于开阔海盆地，主要以钙质浮游生物软泥的形式出现。显生宙石灰岩的形成速率比较稳定，但是其主要的形成地点因暖期和冰期的交替而相应的在浅海与深海之间变化。前寒武纪的石灰岩沉积较少见，一方面是由于该时期缺乏宽阔而稳定的浅水台地，另一方面更是由于生物的演化而导致。叠层石的研究表明，能够分泌钙质的蓝藻细菌最早出现在35亿年前，但受到海水化学组成和浅水台地的制约，它们直到元古宙才开始繁盛。石灰岩的大量出现，似乎与寒武纪生物大爆发直接相关。寒武纪生物大爆发之后，带壳生物开始大量涌现，生物体分泌钙质的能力得到显著提高，使巨厚层石灰岩的形成成为可能。白云岩的形成则在一定程度上受大气成分的影响。大气含较低 CO_2 时有利于钙的沉淀，含较高 CO_2 时有利于钙和镁的同时沉淀，即有利于形成白云岩。白云岩含量丰富的时期，往往对应于温暖期，早期形成的石灰岩也容易被白云岩化。碳酸盐矿物的沉积作用也明显的受到气候影响。在冰期（如晚中生代、晚古生代）海洋的化学组成更有利于文石的沉淀；而在暖期（如早－中古生代、晚新生代）更有利于方解石的沉淀。这种**"文石海"**（aragonite sea）与**"方解石海"**（calcite sea）之间的转换，在很大程度上是由于海洋中镁钙的比例变化而导致的。碳酸盐岩中的生物颗粒类型由碳酸盐岩形成期的主要钙质生物组合所决定，因此在地质历史时期存在着明显的变化。如在古生代，海百合、腕足、三叶虫、苔藓虫生物碎屑组成的石灰岩非常常见，但经历了二叠纪－三叠纪生物灭绝事件之后，这些生物大量灭亡，其后在石灰岩中的含量大大降低。又如，菊石灰岩只见于晚古生代和中生代，钙质微型浮游生物和有孔虫组成的灰岩只有在白垩纪之后的地层中才出现，新生代灰岩主要是由双壳、腹足、钙藻及海胆等生物碎屑组成，这些都是由于钙质生物的演化所决定的。

◎ 泥质岩：太古宙及元古宙泥质岩中铁元素主要为还原态，铁的氧化物出现在新元古代及其后的地层中。在新元古代后的泥岩中，有机碳和碳酸盐含量显著增高，这是由于生物开始逐渐繁盛，由于生物的固碳作用，碳元素越来越容易进入到沉积物中。大多数前寒武和古生代的泥质岩主要由伊利石粘土矿物组成，但这可能主要是由成岩作用引起的，因为伊利石是在埋藏和成岩作用过程中最稳定的粘土矿物，蒙脱石和高岭石都容易在成岩过程中转变为伊利石。在新生代之前的地层中，蒙脱石矿物为主的泥岩，如胶岭土，非常少见，这也是由于蒙脱石的晶体结构和化学组成容易在成岩过程中遭受显著改造。在中古生代之前的地层中，高岭石矿物也较少见，可能是由于在此之前缺乏陆生植物，无法提供高岭石的形成条件而导致的。黑色页岩则往往与气候的温暖期相对应，通常是在主要海侵期的初始阶段形成于缺乏沉积物供给的深水还原条件下。

◎ 其他类沉积岩：铁质岩和蒸发岩可以用来指示地质历史时期大气的演化。在18亿年前广泛发育的层状铁质岩，主要指示了大气中非常低的氧含量。当层状铁质岩从地层中消失之后，沉积物中的铁主要是

以氧化物的形式存在，偶尔也以鲕粒状铁质岩产出。铁质岩的形成与热带土壤风化和缺乏其他类型沉积物供给有关，并且主要形成于气候温暖期。蒸发岩在距今12亿年左右开始大量出现，尤其以石膏含量最高。蒸发岩只有在宽阔稳定的大陆能够周期性为蒸发作用强烈的浅层海水所覆盖的情况下才可能形成。大气的组成也可影响到蒸发岩的形成。在还原条件下，硫主要以黄铁矿沉淀出来，而有些硫酸盐矿物，如石膏，只有在大气为氧化条件下时才能形成。石膏岩与铁质岩一样，对于大气的演化都是比较敏感的。

三、沉积岩形成的构造和气候背景

控制地质历史时期沉积岩演化的因素有很多，诸如大气圈和水圈的变化、侵蚀速率、物源成分、再沉积过程等。归纳起来有两个最重要的因素，其一是构造背景，其二是气候背景。沉积岩的物理、化学及生物特征归根结底是由物源区的沉积物特征和**沉积环境**（sedimentary environment）这两个因素决定的，而这两个因素均直接受到构造背景和气候背景的控制。

构造背景是指从物源区到**沉积盆地**（sedimentary basin）整个区域所在的构造部位及其活动阶段。通常情况下，如果某地处在构造持续抬升部位，那么风化剥蚀将会使该地的岩石由浅至深依次成为母岩。如果抬升前该处曾是一个接受沉积的盆地，那么最先成为母岩的将是沉积岩，接着可能是由它变质成的变质岩，再往后是构成原盆地基底的岩石。如果抬升处曾有岩浆侵入，那么依次成为母岩的就可能是浅成岩和深成岩，如此等等。因此，母岩成分或母岩类型基本上是随抬升部位地壳演化史和抬升速率、抬升幅度而变的，而母岩成分又会直接影响到原始物质、尤其是碎屑物质的构成。

另一方面，沉积作用多在一定的沉积盆地内发生。沉积盆地是地球表面长期沉降和接受沉积或发生沉积作用的地区。广义的“盆地”又可分为原生沉积盆地（其边缘为沉积边缘）和后生盆地（由于后期构造运动产生的、具有盆地形态的一种向斜构造，与沉积作用无关，其边缘是构造抬升引起剥蚀形成的边缘）。沉积盆地能容纳多少沉积物取决于它的**可容纳空间**（accommodation），这个空间可用当地**侵蚀基准面**（base level of erosion）到盆地基底之间的距离来衡量。以浅海为例，那里的侵蚀基准面大致与海平面或被海水均夷了的陆架表面一致，其可容纳空间就是全球海平面和基底垂直升降运动的函数。在全球海平面不变的情况外，如果基底相对静止，这个浅海盆地将会很快被填满，沉积物的厚度就很有限。如果基底抬升，可容纳空间减小，原有沉积物将被剥蚀；只有基底持续沉降，可容纳空间才能不断增大，沉积物厚度才能随之增厚。这样，地壳在什么部位、什么时间沉降以及沉降的速率和幅度就成了沉积物分布格局的另一个主要控制因素。事实上，物源区、沉积盆地和其间的搬运路径总是共存于一个更大的构造体系中，沉积岩的整个形成过程和它最后的物质构成都要受这个体系的制约。试想，若构造运动使物源区和沉积盆地相对快速升降，整个地形剧烈起伏，那么在相同气候条件下，物源区和搬运路径上的搬运能力（如水流速度）将增大，结果是母岩剥蚀速率加快，可被搬运和沉积的最大碎屑将变粗，搬运距离缩短，沉积物将很快堆积并被掩埋，即使气候湿热，化学风化也来不及深入进行，母岩中的不稳定矿物将有更多机会以碎屑形式保留在沉积物中，所有碎屑所经历的搬运改造也比较轻微。相反，若相对升降运动较为缓慢或趋于停止，那么风化剥蚀将会使起伏地形逐渐夷平，结果将使搬运距离加长，搬运力减小，沉积物堆积和埋藏速度降低，不稳定矿物就会遭受更长时间的分解，保留下来的机会也就随之减少，所有碎屑在搬运途中受到的改造也要增强。例如，在大陆裂谷的盆－岭体系中，地壳的相对升降运动强烈，紧邻盆地两侧的大陆断块（主要由大陆基底的结晶岩系构成）是其物源区，沉积盆地基本上是内陆坳陷，沉积物中就常见粗大砾石，砂质沉积物中斜长石、碱性长石、石英的含量都比较高，还常出现角闪石、黑云母等暗色矿

物，大大小小的碎屑也多带棱角。当大陆裂谷经海底扩张、大陆漂移发展到被动大陆边缘的浅海盆地时，物源区的构造已很稳定，地势也趋势于平缓，沉积物中只有少量较小的砾石，砂质沉积物中的石英常可达 60% ~70% 以上，长石也主要是碱性长石，暗色矿物则基本绝迹，碎屑外形也多变得圆润光滑。其他构造体系中的沉积物形成作用也莫不遵循这个基本法则。现在，碎屑沉积物的整体粒度、成分和被改造程度以及它们的空间分布与该构造体系的对应关系已成为研究区域构造运动的一个重要出发点。对母岩风化的溶解物质而言，情况较为复杂，尽管理论上溶解离子的类型也与母岩有关，但如果它们不结合成新的矿物沉淀出来就不会留下任何地质记录，而哪些离子在什么条件下可以结合则要受化学或生物化学规律的支配，而且反应物常常还包括有大气中的 CO_2、O_2 等活性气体和水，也就是说，沉淀矿物与母岩中的被溶矿物已经没有必然联系。由于这个原因，任何化学性沉积物都没有与自己对应的母岩。但是，不论在哪种构造背景中，自元古宙晚期至今的化学性沉积总是以碳酸盐沉积最常见，其次是硅质沉积或可溶盐类沉积，这是由地壳中元素丰度、化学性质和自那时以后的地球表生环境共同决定的。最后，沉积物在埋藏成岩过程中，温度和压力随上覆沉积物厚度的增大而上升显然也要受控于沉降。在大陆裂谷这样的地壳活动部位，地热增温率常常较高，最大可达 3℃/100m 以上，而被动大陆边缘这样的地壳相对不活动部位，地热增温率则较低，常常只在 1.5℃/100m 左右。以沉积岩平均密度计算，埋深每增加 1000m，负荷压力将增加 27.5MPa。另外，埋藏沉积物中孔隙水的化学成分因温压和沉积物成分的不同而不同。所有这些与构造运动有关的因素都可影响成岩作用的进程以及沉积岩和变质岩间的界线深度，因而也就控制了沉积岩在不同构造部位的最大可能厚度。

气候背景是指一个较长时间段内出现在大气中的各种物理现象的总和，其中最具影响力的是气温和降水，其次是风。在原始物质的生成阶段，气温和降水通过控制风化作用性质、风化速率和动植物分布从而控制着原始物质的类型和数量。在炎热多雨的气候中，物理风化、化学风化都很剧烈，母岩会很快解体，不稳定成分很快分解消失，相对稳定的成分也会大量溶蚀，从而形成较多溶解物质和不溶残余物质，碎屑物质的粒度也偏细。相反，在寒冷干旱的气候中，化学风化很缓慢，不稳定成分常可保留，各种成分的碎屑都可出现，粒度也偏粗。在现代大陆架上，卵石和泥分布最多的地区就分别处在寒冷和炎热的气候带中。在沉积作用阶段，气候的影响同样强烈。首先，碎屑和不溶残余物质在搬运过程中会继续受到风化，其次，降水量直接决定了地表径流的规模，继而影响从母岩区将风化产物搬向沉积盆地的能力、速度和距离。在降水稀少的沙漠和其他植被稀少的裸露地区，水的搬运很次要，而风的搬运却很惊人。我国著名的西北第四纪黄土高原和雕塑有乐山大佛的四川白垩纪红色砂岩就是风力搬运的结果。风还是波浪、风暴和大多数沿岸海流的动力来源，对相关沉积物的形成也具有很强的控制作用。对溶解物质而言，气候的影响更为明显，通常是降水量愈少、温度愈高（蒸发量愈大），将会使溶解度愈大的矿物沉淀出来。现在被深埋在地下的石盐、钾盐、石膏等易溶盐类沉积几乎都是过去蒸发量大于降水量的环境产物，即使是最常见的、与化学过程密切相关的碳酸盐沉积也主要产在温暖气候带中。不仅如此，作为最大沉积盆地的海洋，其海平面还会因全球气候的冷暖变化而波动。有人计算过，如果今天大陆冰川全部融化，全球海平面就会上升 66m，大约 7% 的大陆面积将被淹没。许多人认为，地质历史中多次出现的幅度达 100~200m 的全球海平面升降变化的一个重要原因就是气候导致的大陆冰川体积的消长。显然，全球气候变化必将迫使风化作用、沉积作用和沉积物分布格局全都做出相应调整。沉积物被埋藏以后，气候的影响将逐渐减弱，但顶部暴露的浅埋沉积物则会受大气淡水的强烈影响，某些未经埋藏而在沉积物表层完成的固结过程则只可能出现在温暖的气候背景中。

四、沉积盆地

沉积盆地是沉积物堆积的主要场所，其形成过程与地壳运动、板块构造息息相关。沉积盆地所处的构造背景主要为以下五种类型：离散的、板内的、汇聚的、转换的和复合的。在每一类构造背景下，可根据沉积盆地的基底类型、盆地所处板块边界类型、盆地与板块边界的相对位置等因素进一步划分，共可分为26种沉积盆地（图19-3）。以下简要介绍其中几类常见的沉积盆地。

（一）离散构造背景下的沉积盆地

此类盆地整体处于伸展型的构造背景下，盆地沉降的动力机制主要为地壳减薄和沉积负载。在陆壳裂谷作用的早期阶段，主要以地壳的破裂和断块的沉降为主，在垂直于主应力方向上，形成一系列构造成因的地堑，即为**大陆裂谷**（terrestrial rift valley）。它们多呈狭窄状，边界为断层所控制（图19-4a）。从规模上讲，可以窄至数公里，也可像东非裂谷一样达到30～40km宽、3000km长的规模。大陆裂谷区是重要的沉积物沉积区，内部充填的岩类多样。以东非裂谷为例，主要充填的是火山岩，但同时也可见到各种沉积环境的产物，包括非海相（河流相、湖泊相、沙漠相）、边缘海相（三角洲相、河口湾、潮坪）和海相（陆架、海底扇）沉积物。因此，裂谷盆地内形成的沉积岩包括砾岩、砂岩、页岩、浊积岩、煤、蒸发岩及碳酸盐岩。在亚洲、欧洲、非洲、阿拉伯半岛、澳大利亚及美洲均发现有古代的裂谷体系（Sengör，1995；Ravnås & Steel，1998；Leeder，1999），它们主要是形成于离散的构造背景下。

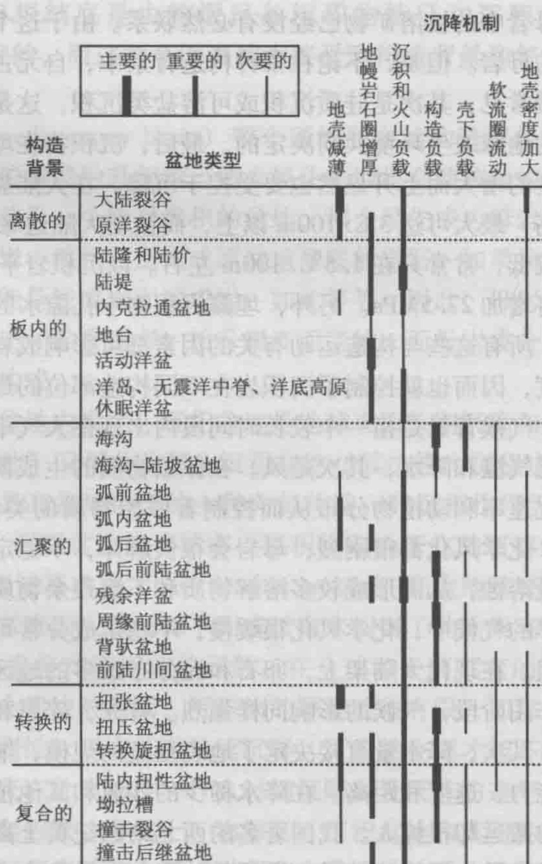


图19-3 沉积盆地类型及沉降机制

（据Ingersoll & Busby，1995）

随着裂谷作用的发展，陆壳进一步减薄直至断裂，来自地幔的玄武岩浆从大陆裂谷的中心区域涌入，形成新生的洋壳，至此大陆裂谷演化为**原洋裂谷**（proto-oceanic rift）。在原洋裂谷内，已经形成新生的洋壳，其周缘为新生的被动大陆边缘。红海就是典型的原洋裂谷。在其轴部区域，为<5Ma的洋壳（Leeder，1999）。红海的扩展始于始新世-渐新世，早期主要为冲积扇、扇三角洲、硅质碎屑海岸、碳酸盐沉积。在中新世，由于海槽的间歇性关闭，盆地沉积环境受限，沉积了5～7km厚的蒸发岩。到上新世，又恢复为正常海相沉积。全新世以来的沉积主要以钙质有孔虫-翼足类软泥沉积为主。

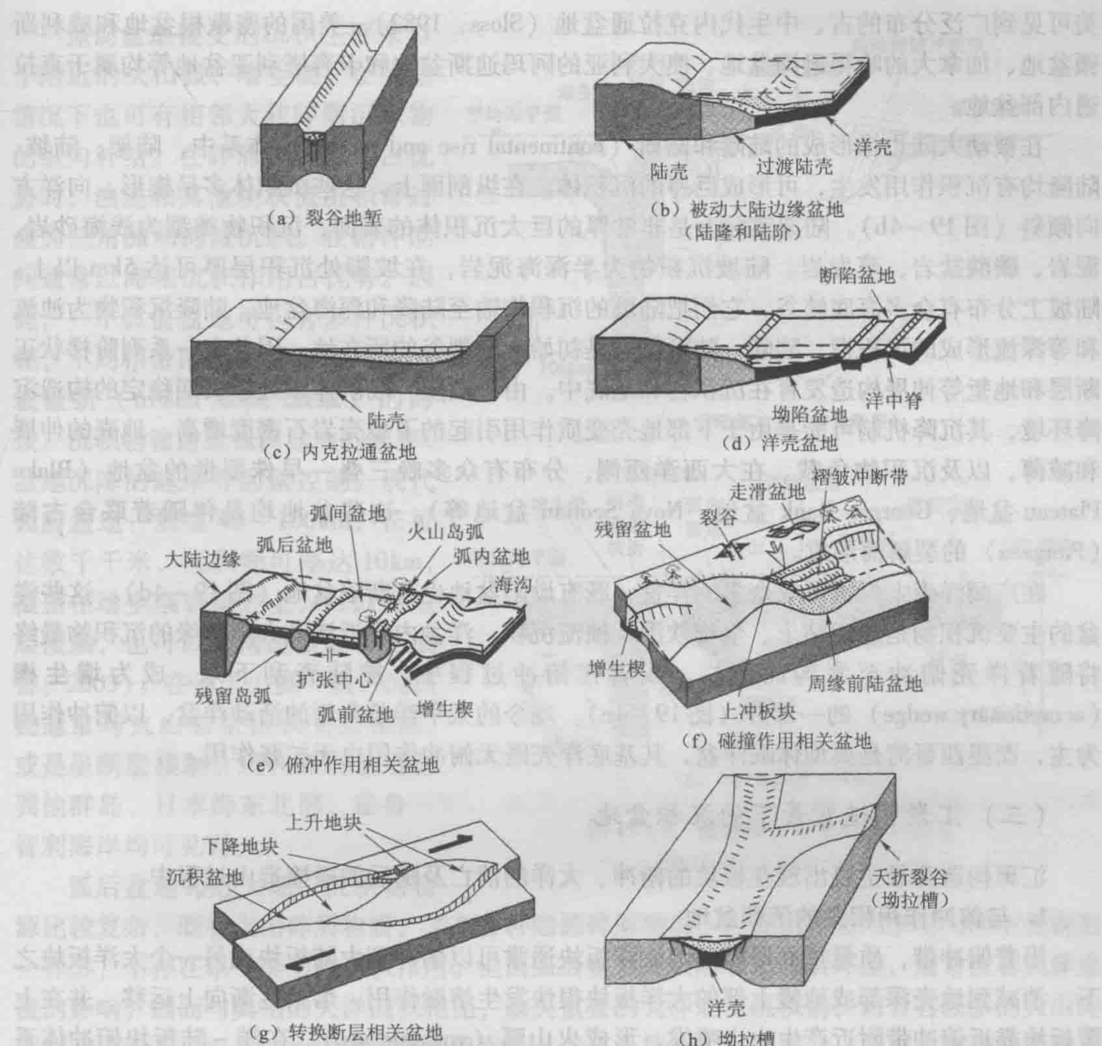


图 19-4 常见的沉积盆地类型及其构造背景

(据 Boggs, 2006)

(二) 板内构造背景下的沉积盆地

伴随着洋壳扩张，被动大陆边缘逐渐形成。陆壳在被动大陆边缘区域明显减薄，洋壳和陆壳之前形成一个明显的陆壳过渡带（图 19-4b）。沉积盆地在陆壳、洋壳及过渡陆壳区域均可发育。

内克拉通盆地（intracratonic basin）发育在稳定的克拉通地块之上，一般远离板块边缘，与中生代或新生代巨型缝合线无关，受构造作用影响微弱，倾角平缓（图 19-4c）。平面形态多为椭圆形，呈碟状大面积稳定下沉，其沉降机制主要是地幔岩石圈增厚、沉积和火山岩负载。盆地基底的沉降常表现为多阶段性，沉降速率较低。基底常有早期形成的裂谷带。盆地中的沉积物常以大面积的浅海、滨海沉积（可有部分海陆交互相）为主，形成宽而薄的席状砂体，横向上相变不明显，表现出沉积中心与盆地沉降中心基本一致的特征。沉积物可见石英砂岩、碳酸盐岩、粘土岩、石英质砾岩等。其中，石英砂岩的结构成熟度和成分成熟度通常都较高，许多石英碎屑颗粒都来自长期稳定的克拉通，具有多旋回沉积的特征。在北

美可见到广泛分布的古、中生代内克拉通盆地（Sloss，1982）。美国的密歇根盆地和威利斯顿盆地、加拿大的哈得逊湾盆地、澳大利亚的阿玛迪斯盆地和卡奔塔利亚盆地等均属于克拉通内部盆地。

在被动大陆边缘形成的**陆隆和陆阶**（continental rise and terrace）体系中，陆架、陆坡、陆隆均有沉积作用发生，可形成巨厚的沉积体。在纵剖面上，这些沉积体多呈楔形，向洋方向倾斜（图 19-4b）。陆架实际上是非常厚的巨大沉积体的表面，沉积物类型为浅海砂岩、泥岩、碳酸盐岩、蒸发岩。陆坡沉积物为半深海泥岩，在坡脚处沉积层厚可达 5km 以上。陆坡上分布有众多海底峡谷，它们把陆坡的沉积物输至陆隆和深海盆地。陆隆沉积物为浊流和等深流形成的沉积楔。陆隆-陆阶体系是初始大陆裂谷的所在地，因此有一系列阶梯状正断层和地堑等伸展构造发育在沉积物和基底中。由于陆隆-陆阶体系处于长期稳定的构造沉降环境，其沉降机制可能是由于下部地壳变质作用引起的下地壳岩石密度增高、地壳的伸展和减薄，以及沉积物负载。在大西洋西侧，分布有众多晚三叠-早侏罗世的盆地（Blake Plateau 盆地、Georges Bank 盆地、Nova Scotian 盆地等）。这些盆地均是伴随着**联合古陆**（Pangaea）的裂解而形成。

在广阔洋壳上也可形成众多的洋盆，既有坳陷盆地也有断陷盆地（图 19-4d）。这些洋盆的主要沉积物是远洋粘土、生物软泥及浊流沉积。洋盆内靠近活动大陆边缘的沉积物最终将随着洋壳俯冲至海沟而消亡，或者在俯冲过程中，被陆壳刮下来，成为**增生楔**（accretionary wedge）的一部分（图 19-4e）。现今的太平洋是典型的活动洋盆，以俯冲作用为主，而墨西哥湾是典型休眠洋盆，其基底洋壳既无俯冲作用也无扩张作用。

（三）汇聚构造背景下的沉积盆地

汇聚构造背景主要出现在板块的俯冲、大洋的消亡及随后的碰撞造山过程中。

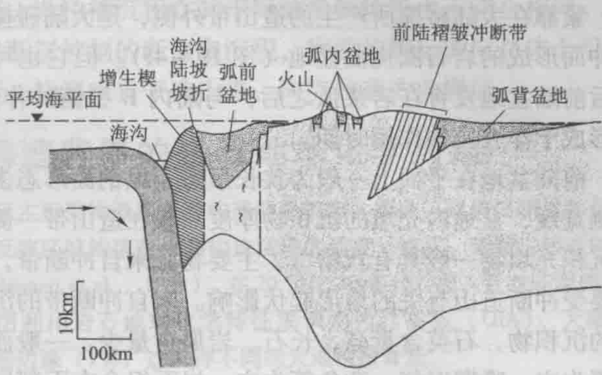
1. 与俯冲作用相关的沉积盆地

沿着俯冲带，质量重而厚度薄的大洋板块通常可以俯冲到大陆板块或另一个大洋板块之下，消减到地壳深部或地幔上部的大洋板块很快发生熔融作用，熔浆逐渐向上运移，并在上覆板块靠近俯冲带附近产生火山喷发，形成**火山弧**（volcanic arc）。在洋-陆板块俯冲体系中形成的火山弧为**山弧**（mountain arc），在洋-洋板块俯冲体系中形成的火山弧为**岛弧**（island arc）。根据火山弧的性质，与俯冲作用相关的沉积盆地可分为两种情况。

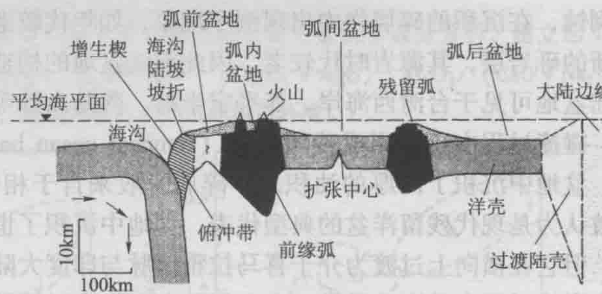
在大洋板块与大陆板块汇聚的**岛弧-海沟体系**（island arc-trench system）中（图 19-4e），**海沟**（trench）靠弧一侧由于俯冲板块低角度逆冲作用刮削下来的沉积盖层和洋壳残片堆积成增生楔，其形成的典型岩类为混杂岩，增生楔内部也可发育有**增生盆地**（accretionary basin）。沟-弧体系中沉积盆地主体部分是位于火山弧和增生楔之间的**弧前盆地**（fore-arc basin），其基底可能是大洋地壳或大陆地壳或兼有两种地壳。在火山弧的内部有时发育有**弧内盆地**（intra-arc basin），主要接受来自火山弧的沉积。由于弧前地区的俯冲动力作用，在弧后的大陆地壳表层通常会形成**褶皱冲断带**（fold-thrust belt）和**弧背盆地**（retroarc basin）（图 19-5a）。

对于大洋板块之间的俯冲作用，沟-弧体系的弧前地区虽有海沟发育，但由于弧体规模通常较小，有时不发育弧前或增生盆地，但在弧体与大陆板块之间的弧后地区通常形成**弧后盆地**（back-arc basin）或**弧后边缘盆地**（backarc marginal basin），也称为**边缘海盆地**（marginal sea basin）（图 19-5b）。若俯冲带向大洋方向移动，先前的弧体停止活动，称为**残留弧**（remanent arc），而新生的火山弧称为**前缘弧**（frontal arc），两个弧体之间的盆地称为**弧间盆地**（interarc basin）。

弧前盆地接受的沉积主要来自于附近的火山弧、增生楔，在某些情况下也可有相邻大陆碎屑沉积物的纵向补给。在碎屑沉积作用占优势时，浊流和其他块状流沉积常过渡为三角洲和河流沉积。在俯冲期间通常以海相沉积作用占优势。因此，一个弧前盆地可包含多种沉积相，不同相带的出现受到**海沟-陆坡坡折**（trench slope break）的海拔、沉积物输送至弧前盆地的速率、盆地沉降的速率等因素控制。现代弧前盆地一般宽 40～100km，长可达数千千米，沉积物可厚达 10km，覆盖在增生杂岩体之上，可以是地层接触，也可以是构造接触（王成善，2003）。在靠火山弧一侧，沉积物通常与火山岩呈指状交互接触，或是呈断层接触。现代弧前盆地在巽他群岛、日本海东北部、秘鲁-智利海岸均可见到。



（a）洋陆俯冲型（安第斯型）



（b）洋洋俯冲型（日本型）

图 19-5　俯冲作用相关的沉积盆地

（据 Donald & Fred，2004）

弧后盆地邻近大陆，沉积物物源比较复杂，既有火山碎屑物质，又有各种陆源碎屑物质，沉积相种类几乎与大洋中发现的一样多，不存在单一类型的沉积作用。但因弧后盆地被大陆和岛弧所环绕，通常没有大洋底流的影响，因而与典型的大洋沉积相比，缺失重要的大洋底流沉积物，而含有较多的火山碎屑物和火山灰。弧后盆地中浊流沉积很发育，尤其是持续扩张的海盆，如有丰富的陆源碎屑物或火山碎屑物供给时，可形成厚的浊积岩层。根据海底钻探资料，弧后盆地靠近陆缘一侧，主要形成复理石沉积；远离陆缘，靠近岛弧一侧，常为深海沉积、半浮游生物沉积与火山岩互层沉积。

与弧后盆地相反，弧间盆地的沉积物主要来自火山弧的火山碎屑与蒙脱石粘土、生物软泥以及大陆扬尘，极少陆源物质的输入。盆地内的沉积作用有明显的差异。在靠近火山弧的地方有沉积火山碎屑裙发育，它可能是一种水下扇的复合体；在火山碎屑裙远端以外堆积了棕色远洋粘土和火山玻璃质等。碳酸钙含量较高的远洋软泥沉积在盆地的远源端，直到它下降到碳酸钙补偿深度以下，而后是棕色粘土和硅质软泥沉积。绝大多数的弧间盆地最终会消减掉，它们的沉积充填物一部分保存在残留洋盆中，成为增生楔的叠瓦片，或成为碰撞带内的推覆体。而弧后盆地地层层序却能很好地保存下来，只有中等褶皱。但在古老的沉积序列中一般较难区分出弧后盆地沉积和弧间盆地沉积。现代弧后盆地和弧间盆地主要分布于太平洋北部和西部，也见于大西洋西部和地中海。

2. 碰撞作用相关的盆地

碰撞作用主要见于洋盆闭合及随后的陆-陆碰撞阶段，形成的褶皱冲断带及相应的**前陆盆地**（foreland basin）。前陆盆地按其形成的构造位置可以分为**周缘前陆盆地**（peripheral foreland basin）和**弧后前陆盆地**（retroarc foreland basin）。周缘前陆盆地与 A 型俯冲作用有

关，紧靠在大陆碰撞所产生的造山带外侧，是大陆碰撞及其后由于板块自身重力作用造成内俯冲而形成的岩石圈挠曲盆地（图 19－4f）。但它也可在弧－陆碰撞期间在弧前发展起来。弧后前陆盆地发育在岩浆弧之后，与陆内 B 型俯冲作用有关，既可与板块碰撞相联系，也可形成于洋壳俯冲作用时期。

前陆盆地在平面上一般为狭长形态，纵剖面形态多不对称，近造山带一侧陡，向克拉通一侧宽缓，盆地内充填的沉积物厚度一般在造山带一侧厚，向克拉通方向逐渐减薄。前陆盆地沉积充填物一般具有双物源，主要物源来自冲断带，次要物源来自克拉通，物源供给型式主要受冲断造山有关的地形起伏影响。来自冲断带的沉积物一般含较丰富的岩屑，来自克拉通的沉积物，石英含量高，长石、岩屑含量少。一般而言，前陆盆地沉积物早期以灰、灰绿色等为主，晚期以红、杂色等为主。岩石组合在下部层序以石英砂岩组合为主，在上部层序为岩屑砂岩组合，矿物成分的成熟度与结构成熟度由下至上明显地降低。由于造山带逐步遭受剥蚀，在沉积的碎屑物中出现倒序现象，如年代较老的砾岩层，其源岩时代较新，而年代较新的砾岩层，其源岩时代较老。因此前陆盆地的构造活动与沉积作用具有相关性。现代的前陆盆地可见于台湾西海岸、亚平宁半岛、落基山脉等。

碰撞过程中还可形成**残留洋盆**（remnant ocean basin），它是位于汇聚边缘的收缩型盆地，盆地中沉积了巨厚的浊积岩，碎屑一般来自于相邻缝合带（Ingersoll，1995）。孟加拉湾被认为是现代残留洋盆的典型代表，盆地中沉积了世界上最大的碎屑沉积体系——孟加拉扇，但它在横向上过渡为介于喜马拉雅山脉与印度大陆之间的前陆盆地，显示了两种盆地类型在形成时间上具有继承性，在空间分布上具有过渡性。显然这类盆地与前陆盆地均是两个板块碰撞后期形成的，两者具有成因联系（王成善，2003）。

（四）转换构造背景下的沉积盆地

转换构造背景多出现于大洋扩张中脊和板块边界，以走滑、转换断层为特征，多发育有**走滑盆地**（strike slip basin）（图 19－4g）。走滑断层的活动在局部可形成扭张和扭压两种应力环境，分别可形成**扭张盆地**（transtensional basin）和**扭压盆地**（transpressional basin）。走滑盆地规模可大可小，可从小到几百平方米的小凹陷到大到几十平方千米的菱形断陷盆地。其形态一般为菱形或长条形，长轴方向与走滑构造带方向一致。由于走滑断层可形成于多种构造背景下，其充填的沉积物可包括海相或非海相的多种沉积环境产物，沉积体系可以从冲积扇、扇三角洲到海底扇、滑塌堆积、碎屑流和浊流沉积等。尽管各种沉积相都有可能在走滑盆地内出现，但每一种沉积相在盆地内侧延伸都不会太远，盆地的沉积受控于盆缘边界断裂和盆地的快速沉降作用。很多情况下，走滑盆地紧邻隆起带，物源丰富，沉积速率快，可形成厚层的沉积层，同时可发育有同沉积构造。美国西海岸的圣安德烈斯断层，为太平洋板块与北美洲板块之间的转换边界，沿此断层发育有典型的走滑盆地。

（五）复合构造背景下的沉积盆地

坳拉槽（aulacogen）是复合构造背景下比较特殊的一种沉积盆地。它是大陆裂谷最初形成时所产生的三叉裂谷中停止发育的一支，另两支则发育为洋盆（图 19－4h）。坳拉槽从大陆内向外延伸，并向大陆边缘加深，其走向与海岸斜交或近于垂直。因此，坳拉槽为面向海洋的狭长楔形盆地。自洋向陆，盆地的基底类型由大洋端的洋壳，经过过渡型地壳渐变为克拉通内的大陆地壳。沿着此方向沉积物特征也有明显的变化：近大洋端为海相或海陆过渡相的碎屑岩、浊积岩和碱性或偏碱性火山岩；在近大陆内部一端，沉积特征与克拉通内盆地相似，为陆相或海陆过渡相的石英砂岩、砂泥岩及碳酸盐岩，可夹膏盐沉积。沉积厚度向大

陆内方向明显变薄，火山活动也减弱。坳拉槽沉积在其不同的发展阶段也不完全相同。裂谷初期和早期，主要接受火山熔岩和以断层控制的断崖扇沉积，物质的搬运方向总体上沿裂谷轴线向洋搬运，而邻近的大洋关闭后，物源来自于造山带，向克拉通方向搬运。

五、沉积盆地构造背景的岩石地球化学判别

沉积盆地中陆源碎屑岩的地球化学特征主要受物源区及其构造背景控制。因此，碎屑沉积岩的化学组成特征及其时空变化，在一定程度上可以反演区域构造背景和构造活动的强度、性质、延续－转变时间等（Bhatia，1983；Roser & Korsch，1986；Mclennan et al.，1991）。在20世纪80年代，前人针对陆源碎屑岩，提出了一系列的地球化学判别图解，试图利用岩石地球化学特征来识别大洋岛弧（OIA）、大陆岛弧（CIA）、活动大陆边缘（ACM）和被动大陆边缘（PM）这四种不同的大地构造背景。

（一）常量元素地球化学特征与构造背景

Bhatia（1983）通过对澳大利亚东部古生代浊积岩中砂岩的常量元素化学成分分析，建立起 TiO_2－（Fe_2O_3＋MgO），Al_2O_3/SiO_2－（Fe_2O_3＋MgO），K_2O/Na_2O－（Fe_2O_3＋MgO），Al_2O_3/（CaO＋Na_2O）－（Fe_2O_3＋MgO）4个判别图解（图19－6），用来判断砂岩的沉积构造环境。

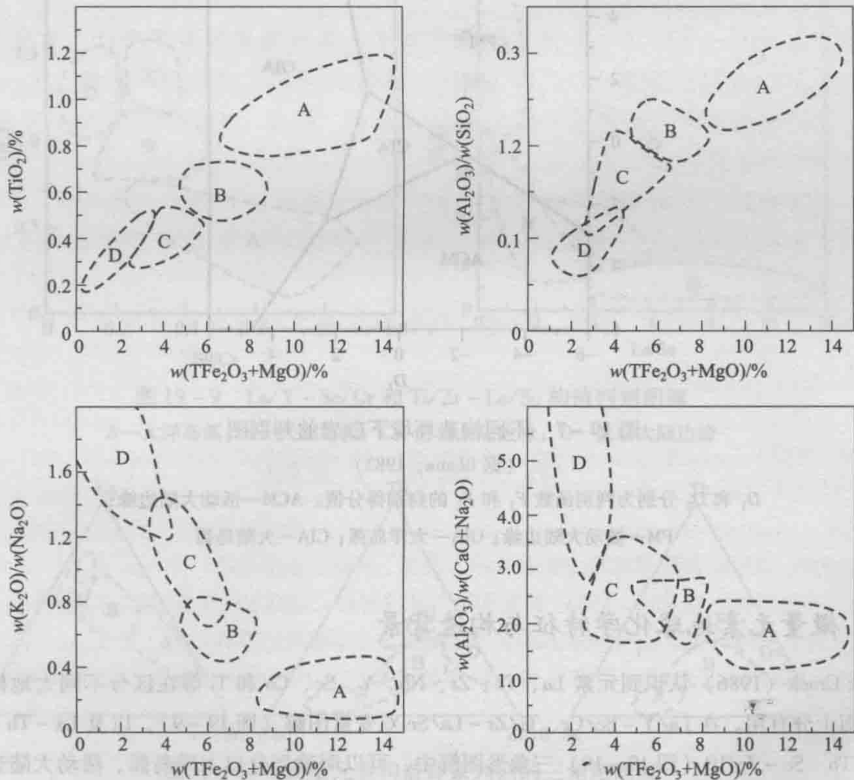


图19－6　常量元素构造环境判别图

A—大洋岛弧；B—大陆岛弧；C—活动大陆边缘；D—被动大陆边缘。TFe_2O_3代表全铁

同时，Bhatia还提出以11个常量元素为基础的判别公式及判别函数系数值（表19－1）。将常量元素的质量分数作为判别变量，代入判别函数中，可分别计算出判别函数 F_1、F_2 的判别得分值 D_1 和 D_2，再将 D_1 和 D_2 投入判别函数对的直角坐标图（图19－7）中，即可判断该沉积岩形成时的构造背景。需要注意的是，在运用这个图解时，对具有高CaO含量（作为碳酸盐形式存在）的样品必须进行碳酸盐岩含量校正。

表 19-1 常量元素判别公式及判别函数系数值

函数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	常数
F_1	-0.0447	-0.972	0.008	0.208	-0.267	-3.082	-0.140	0.195	0.719	-0.032	7.510	0.303
F_2	-0.421	1.988	-0.526	-1.610	-0.551	2.720	0.881	-0.907	-0.177	-1.840	7.244	43.570
公式	判别公式：$D_i = a_i x_1 + b_i x_2 + c_i x_3 + \cdots + p_i x_p \pm c$ 其中：D_i 为函数 i 的判别得分值；a_i，b_i，…，p_i 为判别函数系数；x_1，x_2，…，x_p 为 p 个判别变量；c 为常数											

（据 Bhatia，1983）

Roser & Korsch（1986）在对新西兰不同物源区的砂岩和泥岩常量元素成分研究的基础上，结合世界上其他地区已知构造背景下砂岩和泥岩的化学成分分析资料，建立了 $K_2O/Na_2O - SiO_2$ 和 $SiO_2/Al_2O_3 - K_2O/Na_2O$ 两个二维判别图（图 19-8）。

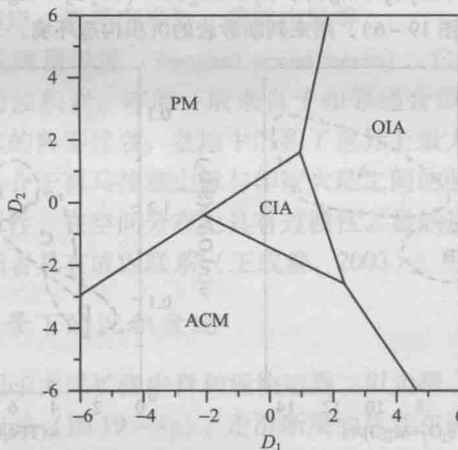


图 19-7 不同构造环境下砂岩的判别图

（据 Bhatia，1983）

D_1 和 D_2 分别为判别函数 F_1 和 F_2 的判别得分值。ACM—活动大陆边缘；PM—被动大陆边缘；OIA—大洋岛弧；CIA—大陆岛弧

（二）微量元素地球化学特征与构造背景

Bhatia & Crook（1986）认识到元素 La、Th、Zr、Nb、Y、Sc、Co 和 Ti 等在区分不同大地构造环境中的硬砂岩方面十分有用。在 La/Y - Sc/Cr、Ti/Zr - La/Sc 双变量图解（图 19-9），以及 La - Th - Sc、Th - Co - Zr/10、Th - Sc - Zr/10（图 19-10）三角形图解中，可以明确划分出大洋岛弧、活动大陆边缘和被动大陆边缘等环境。在 La - Th - Sc 图解中，活动大陆边缘和被动大陆边缘的分布区出现了重叠，但 Th - Sc - Zr/10 等图解可将两者彻底分开。

（三）稀土元素地球化学特征与构造背景

稀土元素以其稳定的地球化学性质，除在特殊的风化壳或大陆上强烈的风化残余物（如残积铝土矿）中发生富集或贫化外，一般在沉积物中受成岩及后生改造作用的影响很小。在表生条件下，沉积物中稀土元素的含量主要受它们在母岩中原始丰度的控制，而原始丰度又受物源区构造背景的制约。因此，稀土元素含量及其配分类型可准确地反映物源区的构造性质（表 19-2）。

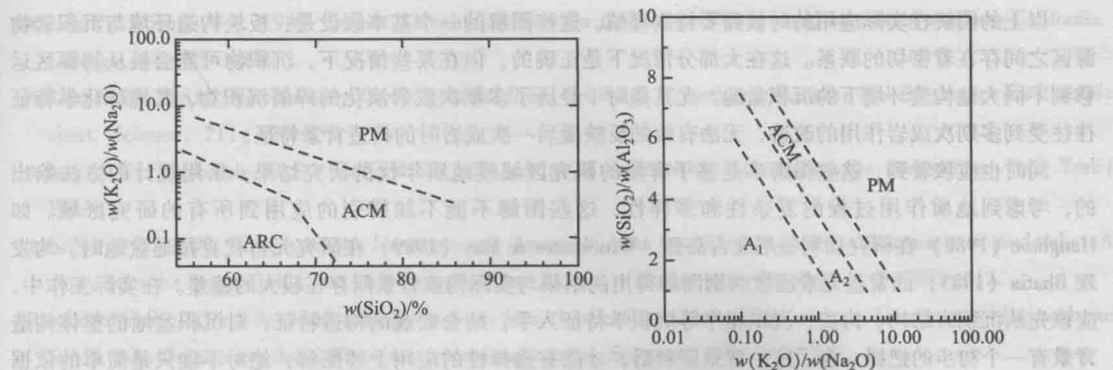


图 19－8　构造背景区分图解

（据 Roser & Korsch，1986）

ARC—大洋岛弧；ACM—活动大陆边缘；PM—被动大陆边缘；

A_1—岛弧构造背景；A_2—演化岛弧背景

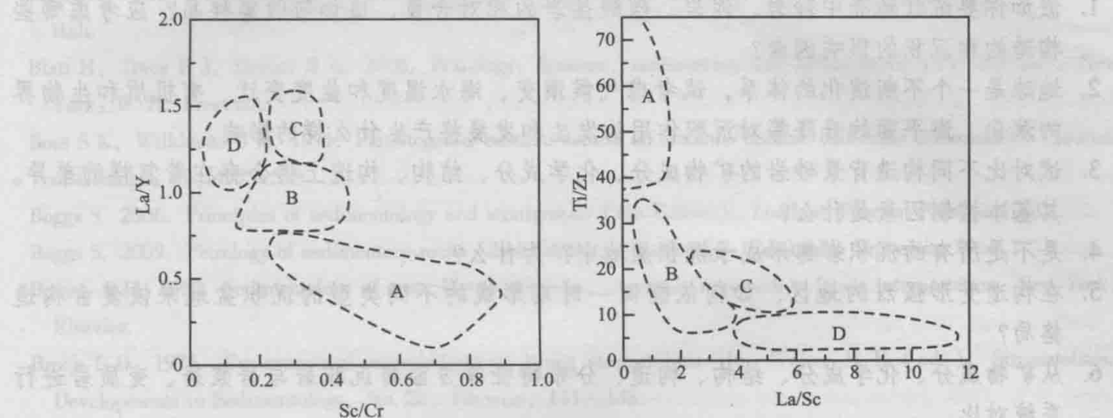


图 19－9　La/Y－Sc/Cr 和 Ti/Zr－La/Sc 构造判别图解

A—大洋岛弧；B—大陆岛弧；C—活动大陆边缘；D—被动大陆边缘

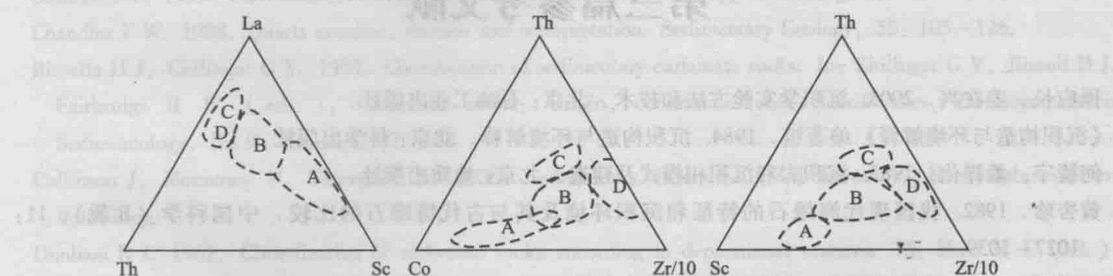


图 19－10　微量元素构造背景判别的三角图图解

A—大洋岛弧；B—大陆岛弧；C—主动大陆边缘；D—被动大陆边缘

表 19－2　稀土元素环境判断常数

形成环境	La	Ce	$(La/Yb)_n$	Eu/Eu
大洋岛弧	8 ± 1.7	19 ± 3.7	4.2 ± 0.9	1.04 ± 0.11
大陆岛弧	27 ± 4.5	59 ± 8.2	7.5 ± 2.5	0.79 ± 0.13
活动大陆边缘	37	78	8.5	0.6
被动大陆边缘	39	85	10.8	0.56

（据 Bhatia et al.，1986）

以上的图解在实际应用的时候需要特别谨慎。这些图解的一个基本假设是：板块构造环境与沉积岩物源区之间存在着密切的联系。这在大部分情况下是正确的，但在某些情况下，沉积物可能会被从物源区运移到不同大地构造环境下的沉积盆地。尤其是对于经历了多期次成岩演化的碎屑沉积物，其地球化学特征往往受到多期次成岩作用的改造，无法有效的反映最后一次成岩时的构造背景特征。

同时也应该看到，这些图解多是基于有限的研究区域或地质年代的研究结果，采用统计的方法给出的，考虑到地质作用过程的复杂性和多样性，这些图解不能不加辨别的应用到所有的研究区域。如 Haughton（1988）在研究加利福尼亚古岛弧，Winchester & Max（1989）在研究元古代克拉通盆地时，均发现 Bhatia（1983）的常量元素函数判别图解得出的结果与实际构造背景间存在较大的偏差。在实际工作中，应该先从沉积岩结构、构造、沉积相序等沉积学特征入手，结合宏观的构造特征，对沉积盆地的整体构造背景有一个初步的把握，有了这一背景资料后，才能有选择性的应用上述图解，绝对不能只是简单的依据地球化学指标来进行沉积盆地的构造背景反演。

思考题

1. 假如你要统计地壳中砂岩、泥岩、碳酸盐岩的相对含量，该如何收集样品？应考虑哪些构造的和沉积的影响因素？
2. 地球是一个不断演化的体系，试考虑气候演变、海水温度和盐度变迁、有机质和生物界的演化、海平面的升降等对沉积作用的发生和发展将产生什么样的影响。
3. 试对比不同构造背景砂岩的矿物成分、化学成分、结构、构造上将会存在着怎样的差异。其基本控制因素是什么？
4. 是不是所有的沉积岩都形成于沉积盆地中？为什么？
5. 在构造变形强烈的地区，如何依据同一时期形成的不同类型的沉积盆地来恢复古构造格局？
6. 从矿物成分、化学成分、结构、构造、分布特征等方面将沉积岩与岩浆岩、变质岩进行系统对比。

第三篇参考文献

操应长，姜在兴．2003．沉积学实验方法和技术．北京：石油工业出版社．

《沉积构造与环境解释》编著组．1984．沉积构造与环境解释．北京：科学出版社．

何镜宇，孟祥化．1985．沉积岩和沉积相模式及建造．北京：地质出版社．

黄杏珍．1982．我国现代海绿石的特征和沉积环境及其与古代海绿石的比较．中国科学（B 辑），11：1027－1039．

冯增昭．1993．沉积岩石学．北京：石油工业出版社．

刘宝珺．1980．沉积岩石学．北京：地质出版社．

刘宝珺，曾允孚．1985．岩相古地理基础和工作方法．北京：地质出版社．

刘宝珺，张锦泉．1992．沉积成岩作用．北京：科学出版社．

刘岫峰．1991．沉积岩实验室研究方法．北京：地质出版社．

王成善．2003．沉积盆地分析原理与方法．北京：高等教育出版社．

余素玉．1989．化石碳酸盐岩微相．北京：地质出版社．

余素玉，何镜宇．1989．沉积岩石学．武汉：中国地质大学出版社．

曾允孚，夏文杰．1986．沉积岩石学．北京：地质出版社．

赵澄林，朱筱敏．2001．沉积岩石学．北京：石油工业出版社．

Abbott P L, Smith T E. 1989. Sonora, Mexico, source for the Eocene Poway conglomerate of southern California. Geology, 17: 329 - 336.

Allison C W. 1981. Siliceous microfossils from the lower Cambrian of northwest Canada: Possible source for biogenic chert. Science, 211: 53 - 55.

Adams A E, Mackenzie W S, Guilford C. 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. New York: Wiley.

Awwiller D N. 1993. Illite/smectite formation and potassium mass transfer during burial diagenesis of mudrocks: A study from the Texas Gulf Coast Paleocene-Eocene. Journal of Sedimentary Petrology, 63: 501 - 512.

Barghoorn E S, Tyler S A. 1965. Microorganisms from the Gunflint Chert: These structurally preserved Precambrian fossils from Ontario are the most ancient organisms known. Science, 147: 563 - 577.

Beukes N J. 1983. Ooides and oolites of the Proterophytic Boomplaas Formation, Transvaal Supergroup, Griqualand West, South Africa. In: Tadeusz P (ed.), Coated grains. Berlin: Springer-Verlag, 199 - 214.

Blatt H, Jones R L. 1975. Proportions of exposed igneous, metamorphic, and sedimentary rocks. Geological Society of America Bulletin, 86: 1085 - 1088.

Blatt H, Middleton G, Murray R. 1980. Origin of sedimentary rocks (2nd Edition). Englewood Cliffs: Prentice-Hall.

Blatt H, Tracy R J, Owens B E. 2006. Petrology: Igneous, sedimentary and metamorphic (3rd Edition). New York: W. H. Freeman.

Boss S K, Wilkinson B H. 1991. Planktogenic/eustatic control on cratonic/oceanic carbonate accumulation. Journal of Geology, 99: 497 - 513.

Boggs S. 2006. Principles of sedimentology and stratigraphy (4th Edition). London: Pearson Prentice Hall.

Boggs S. 2009. Petrology of sedimentary rocks (2nd Edition). Cambridge: Cambridge University Press.

Bouma A H. 1962. Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. New York: Elsevier.

Brock T D. 1976. Environmental microbiology of living stromatolites. In: Walter M R (ed.), Stromatolites. Developments in Sedimentology, No. 20, Elsevier, 141 - 148.

Burns S J, Baker P A. 1987. A geochemical study of dolomite in the Monterey Formation, California. Journal of Sedimentary Petrology, 57: 128 - 139.

Carozzi A V. 1989. Carbonate rock depositional models: A microfacies approach. Englewood Cliffs: Prentice Hall.

Chandler F W. 1988. Quartz arenites: Review and interpretation. Sedimentary Geology, 58: 105 - 126.

Bissella H J, Chilingar G V. 1967. Classification of sedimentary carbonate rocks. In: Chilingar G V, Bissell H J, Fairbridge R W (eds.), Carbonate rocks: Origin, occurrence and classification, Developments in Sedimentology, No. 9, Elsevier, 87 - 168.

Collinson J, Mountney N, Thompson D. 2006. Sedimentary structures (3rd Edition). Hertfordshire: Terra Publishing.

Dunham R J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. In: Ham W E (ed.), Classification of carbonate rocks—A symposium. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1: 108 - 121.

Embry A F, Klovan J E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 19: 730 - 781.

Flügel E. 2010. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application (2nd Edition). New York: Springer.

Folk R L. 1951. Stages of textural maturity in sedimentary rocks. Journal of Sedimentary Petrology, 21: 127 - 130.

Folk R L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 43: 1 - 38.

Folk R L, Land L S. 1975. Mg/Ca ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite. American

Association of Petroleum Geologists Bulletin, 59: 60 - 68.
Geldsetzer H H J, James N P, Tebbutt G E. 1988. Reefs — Canada and adjacent areas. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 13.
Hallam A. 1992. Phanerozoic sea-level changes. New York: Columbia University Press.
Hardie L A. 1987. Dolomitization: A critical view of some current views. Journal of Sedimentary Petrology, 57: 166 - 183.
Hesse R. 1989. Silica diagenesis: Origin of inorganic and replacement cherts. Earth-Science Review, 26: 253 - 284.
Ibbeken H, Schleyer R. 1991. Source and sediment: A case study of provenance and mass balance at an active plate margin (Calabria, southern Italy). New York: Springer-Verlag.
Ingersoll R V, Busby C J. 1995. Tectonics of sedimentary basins. In: Busby C J, Ingersoll R V (eds.), Tectonics of sedimentary basins. Oxford: Blackwell Science, 1 - 51.
James H L. 1992. Precambrian Iron-Formations: Nature, origin, and mineralogic evolution from sedimentation to metamorphism. In: Wolf K H, Chilingar G V (eds.), Diagenesis, III. Developments in Sedimentology, No. 47. New York: Elsevier, 543 - 589.
Jones D L, Murchey B. 1986. Geologic significance of Paleozoic and Mesozoic radiolarian chert. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 14: 455 - 492.
John W. 2000. Dolomite: Occurrence, evolution and economically important associations. Earth-Science Reviews, 52: 1 - 81.
Krumbein W C, Garrels R M. 1952. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation/reduction potentials. Journal of Geology, 60: 1 - 33.
Laberge G L. 1973. Possible biological origin of precambrian iron-formations. Economic Geology, 68: 1098 - 1109.
Lamboy M. 1993. Phosphatization of calcium carbonate in phosphorites: Microstructure and importance. Sedimentology, 40: 53 - 62.
Land L S. 1985. The origin of massive dolomite. Journal of Geological Education. 33: 112 - 125.
Leeder M R. 1999. Sedimentology and sedimentary basins: From turbulence to tectonics. Oxford: Blackwell.
Longman M W. 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 64: 461 - 487.
Lowe D R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology, 52: 279 - 297.
Lowenstein T K, Hardie L A. 1985. Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. Sedimentology, 32: 627 - 644.
Lundegard P D. 1992. Sandstone porosity loss: A "big picture" view of the importance of compaction. Journal of Sedimentary Petrology, 62: 250 - 260.
Maliva R G, Knoll A H, Siever R. 1989. Secular change in chert distribution: A reflection of evolving biological participation in the silica cycle. Palaios., 4: 519 - 532.
Maliva R G, Siever R. 1989. Nodular chert formation in carbonate rocks. Journal of Geology, 97: 421 - 433.
Middleton G V, Hampton M A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Stanley D J, Swift D P (eds.), Marine sediment transport and environmental management. New York: Wiley, 197 - 218.
McBride E F. 1989. Quartz cement in sandstones: A review. Earth-Science Review, 26: 69 - 112.
Moore C H. 1989. Carbonate diagenesis and porosity. New York: Elsevier.
Nichols G. 2009. Sedimentology and stratigraphy (2nd Edition). Chichester: Wiley-Blackwell.
O'Brien N R, Slatt R M. 1990. Argillaceous rock atlas. New York: Springer-Verlag.
Pettijohn F J, Potter P E, Siever R. 1987. Sand and sandstone (2nd Edition). New York: Springer-Verlag.
Poncet J. 1984. Microfabric and origin of Cambrian carbonate Ooides—Examples from the Cambrian oolite of Carteret

(Northeastern Armorican Massif, France). Sedimentary Geology, 39: 273 - 280.

Pratt B R, James N P. 1982. Cryptalgal metazoan bioherms of early Ordovician age in St George Group, Western Newfoundland. Sedimentology, 29: 543 - 569.

Prothero D R, Schwab F. 2004. Sedimentary geology: an introduction to sedimentary rocks and stratigraphy (2nd Edition). New York: W. H. Freeman.

Raymond L A. 2002. Petrology: The study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks (2nd Edition). Boston: McGraw-Hill.

Ravnäs R, Steel R J. 1998. Architecture of marine rift-basin successions. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 82: 110 - 146.

Renaut R W. 1989. Sedimentology and diagenesis of evaporites. Sedimentary Geology, 64: 207 - 298.

Reading G H. 1996. Sedimentary environments: Processes, facies, and stratigraphy (3rd Edition). Cambridge: Blackwell Science.

Robbins E I, Laberge G L, Schmidt R G. 1987. A model for the biological precipitation of Precambrian iron-formations-B: Morphological evidence and modern analogs. In: Appel P W U, Laberge G L (eds.), Precambrian iron-formations. Athens: Theophrastus Publications, 97 - 139.

Rollinson H. 1993. Using geochemical data: Evolution, presentation, interpretation. New York: Longman.

Scholle P A, Ulmer-Scholle D S. 2003. A color guide to the petrography of carbonate rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. American Association of Petroleum Geologists Memoir, No. 77.

Schubel K A, Simonson B M. 1990. Petrography and diagenesis of chert from lake Magadi, Kenya. Journal of Sedimentary Petrology, 60: 761 - 776.

Sengör A M C. 1995. Sedimentation and tectonics of fossil rifts. In: Busby C J, Ingersoll R V (eds.), Tectonics of sedimentary basins. Oxford: Blackwell Science, 53 - 117.

Shanmugam G. 1996. High-density turbidity currents: Are they sandy debris flows? Journal of Sedimentary Research, 66: 2 - 10.

Simonson B M. 1985. Sedimentological constraints on the origins of Precambrian iron-formations. Geological Society of America Bulletin, 96: 244 - 252.

Sloss L L. 1982. The midcontinent province: United States. In: Palmer A R (ed.), Perspectives in regional geological syntheses. Geological Society of America D-NAG Special Publication, 1, 27 - 39.

Stow D A V. 2005. Sedimentary rocks in the field: A color guide. Burlington: Elsevier Academic Press.

Surdam R C, Crossey L J, Hagen E S, Heasler H P. 1989. Organic-inorganic interactions and sandstone diagenesis. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 73: 1 - 23.

Trurnit P. 1968. Pressure solution phenomena in detrital rocks. Sedimentary Geology, 2: 89 - 114.

Tucker M E. 2001. Sedimentary petrology (3rd Edition). Malden: Blackwell Science.

Tucker M E. 2003. Sedimentary rocks in the field (3rd Edition). Chichester: Wiley.

Tucker M E. 1988. Techniques in sedimentology. Oxford: Blackwell.

Tucker M E, Wright V P. 1990. Carbonate sedimentology. Oxford: Blackwell.

Van Houten F B. 1992. Review of Cenozoic ooidal ironstones. Sedimentary Geology, 78: 101 - 110.

Vasconcelos C, McKenzie J A. 1997. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). Journal of Sedimentary Research, 67: 378 - 390.

Vasconcelos C, McKenzie J A, Bernasconi S, Grujic D, Tiens A J. 1995. Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures. Nature, 377: 220 - 222.

Ward W C, Halley R B. 1985. Dolomitization in a mixing zone of near-seawater composition, late Pleistocene, northeastern Yucatan Peninsula. Journal of Sedimentary Petrology, 55: 407 - 420.

Warren J K. 1989. Evaporite sedimentology. Englewood Cliffs: Prentice Hall.

Wolf K H, Chilingar G V. 1992. Diagenesis III. Developments in Sedimentology, No. 47. New York: Elsevier.

Young T P, Taylor W E G. 1989. Phanerozoic ironstone. London: Geological Society Special Publication.

第四篇 变 质 岩

第二十章 变质作用的基本概念

前面我们研究了自然界产出的火成岩和沉积岩两大类岩石，它们形成于不同的地质环境和物化条件下，具有不同的成分、结构构造等基本特征。由于地球是一个**动态行星**（dynamic planet），它形成以来，除受陨石冲击外，内部还不断发生能量和物质的迁移和变化。火成岩、沉积岩和变质岩形成后都不是一成不变的。相反，在岩浆活动、构造变动等地球内力作用下，它们会偏离其初始环境和条件而处于新的地质环境和物理化学条件之中。在这种情况下，作为对新条件的**响应**（response），岩石在基本保持固体状态下会发生矿物成分、结构构造甚至化学成分变化而形成新的岩石，这种地质过程称为**变质作用**（metamorphism）。简言之，变质作用（除冲击变质作用外）是在地球内力作用下，早先形成的岩石（火成岩、沉积岩、变质岩）为适应新的地质环境和物理化学条件，在基本保持固体状态下（即不排除有流体参与）发生的矿物成分、结构构造甚至化学成分变化过程。变质作用形成的岩石称为**变质岩**（metamorphic rock）。变质岩是自然界最主要的岩石类型之一，它与火成岩、沉积岩一起构成固态岩石圈。本章我们讨论变质作用的机制、因素、过程（$P-T-t$ 轨迹）和地质分类等基本概念。

一、变质作用机制

变质作用是一个基本保持固体状态下的岩石转变过程，岩石是如何在这种状态下实现矿物成分、结构构造甚至化学成分变化的呢？这就是变质作用机制问题。与岩浆作用、沉积作用相比，变质作用机制复杂多样，主要包括变质结晶、变形和变质分异三类。此外，在高级变质中还可出现部分熔融，在埋藏变质中甚至可出现压实作用，它们主要分属于岩浆作用和沉积作用范畴，故不在此叙述。

（一）变质结晶作用（metamorphic crystallization）

岩石在变质条件下的结晶作用称为变质结晶作用，变质结晶的主要机制包括重结晶作用和交代作用。

1. 重结晶作用（recrystallization）

重结晶作用指岩石在基本保持固体状态下的矿物重新组合和通过化学反应形成新矿物的过程。重结晶前后，岩石总化学成分（除 H_2O、CO_2 等挥发分外）保持不变。

一些学者（Raymond，2002）将上述过程进一步区分，仅把矿物重新组合，只涉及形状、大小、空间位置变化而无新矿物生成的过程称为重结晶，把新矿物生成过程称为**新成结晶**（neocrystallization）。新矿物生成是通过变质反应实现的，关于变质反应以后还要专门叙述。虽然新矿物生成必伴随原矿物消失，但仍有一些原矿物能在新条件下稳定而并不发生反应形成新矿物，因此，这种狭义的重结晶与新成结晶往往是相互伴随的。单纯的这种狭义重

结晶的情况仅见于化学成分简单的岩石，如纯灰岩、纯白云岩、纯硅质岩之中。因此，绝大多数学者则将它们统称为重结晶。重结晶作用也可在成岩阶段发生，发生在变质条件下的重结晶称为变质重结晶。

与岩浆结晶类似，变质结晶作用也包括**成核**（nucleation）和**生长**（growth）两个步骤。但是，固态下成核多为在有成核剂存在下的非均匀成核。所谓成核剂可以是一个先成的固体颗粒界面或某一变形构造（如晶体中的扭折带）等。而固态下晶体生长受表面能驱使，通过粒度增大和均匀化、颗粒界面平直化（多边形化）而不断降低表面能，以达到表面能最低的结构稳定状态（图 20－1）。在理想的单矿物岩石如图 20－1 所示的变燧石岩中，当达到最低颗粒界面能的情况时，相邻晶面之间的面间角约为 120°。多矿物集合体情况复杂些，涉及化学平衡。如图 20－2 所示的含石英大理岩的晶体生长过程。在低温条件下，由于方解石（Cc）+石英（Q）是稳定的，所以二者之间没有发生反应，它们构成一个**矿物组合**（mineral assemblage）或**矿物共生**（mineral paragenesis）。方解石（Cc）和石英（Q）独自生长，包括粒度变大，颗粒界面变平直，形成该条件下的平衡结构（图 20－2a）。当温度升高时，一旦超越反应（图 20－2d）：

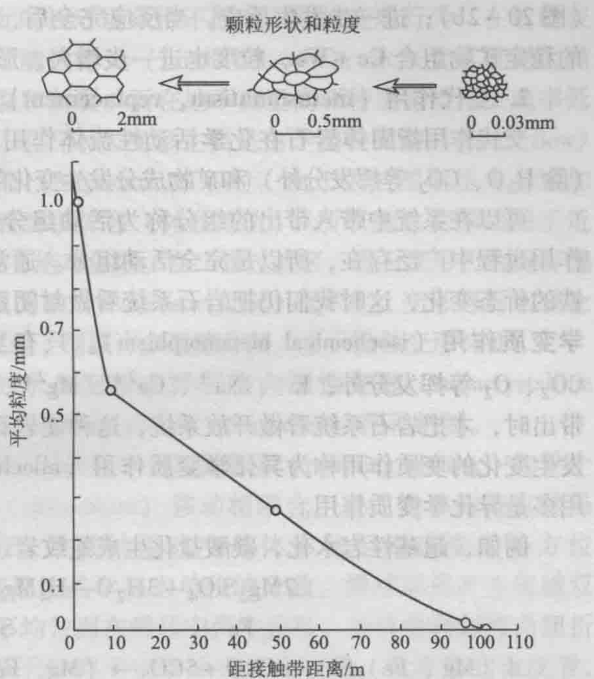


图 20－1　变燧石岩粒径对距辉长岩接触带距离图解
（据 Raymond，2002）

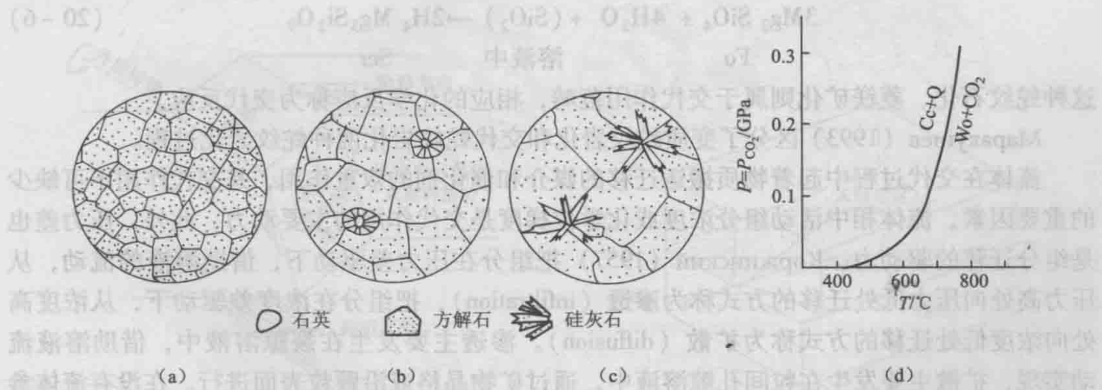


图 20－2　含石英大理岩的结构演化（a－c，据 Mason，1999 绘图修改补充）和相应的变质反应（d）



（a）低温下 Cc + Q 平衡结构；（b）温度超越 Cc + Q ═ Wo + CO_2 ↑反应温度时，粒度增大的同时 Q 与 Cc 反应，形成 Wo 反应边。在 Wo 集合体内有少量 Q 残留，不平衡结构；（c）反应完全，粒度进一步增大，形成新的高温条件下稳定的矿物组合 Cc + Wo 和平衡结构；（d）CO_2 过饱和条件下反应 Cc + Q ═ Wo + CO_2 的 $P-T$ 图解

$$Cc + Q = Wo + CO_2 \uparrow \qquad (20-1)$$

的反应温度，Cc + Q 就变得不稳定。在粒度增大的同时，石英与方解石反应，形成硅灰石（Wo）反应边，在硅灰石集合体内有少量石英残留，由于反应不彻底，结构未达到平衡

(图 20－2b)；进一步发生反应，当反应完全后，石英消失，形成新的高温条件下达到平衡的稳定矿物组合 Cc + Wo，粒度也进一步增大，形成新的平衡结构（图 20－2c）。

2. 交代作用（metasomatism，replacement）

交代作用指固体岩石在化学活动性流体作用下通过组分带入带出而使岩石总化学成分（除 H_2O、CO_2 等挥发分外）和矿物成分发生变化的过程。岩石在交代过程中保持体积不变。

可以在系统中带入带出的组分称为**活动组分**（mobile components）。由于流体相在变质作用过程中广泛存在，所以是完全活动组分。通常的变质作用也会造成岩石的 H_2O、CO_2 和铁的价态变化，这时我们仍把岩石系统看做封闭系统，这样的变质作用从化学角度称为**等化学变质作用**（isochemical metămorphism）。只有当变质作用伴随交代作用，系统除 H_2O、CO_2、O_2 等挥发分外，K^+、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Si^{4+} 等金属阳离子也成为活动组分可带入带出时，才把岩石系统看做开放系统，这种使岩石总化学成分（除 H_2O、CO_2 等挥发分外）发生变化的变质作用称为**异化学变质作用**（allochemical metamorphism）。通常所指的交代作用多是异化学变质作用。

例如，超基性岩水化，碳酸盐化生成蛇纹岩、滑石菱镁岩的过程：

$$\underset{\text{Fo}}{2Mg_2SiO_4} + 3H_2O \rightarrow \underset{\text{Ser}}{H_4Mg_3Si_2O_9} + \underset{\text{Brc(水镁石)}}{Mg(OH)_2} \qquad (20-2)$$

$$\underset{\text{Ol}}{4(Mg, Fe)_2SiO_4} + H_2O + 5CO_2 \rightarrow \underset{\text{Tc}}{(Mg, Fe)_3Si_4O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{Bre(铁菱镁矿)}}{5(Mg, Fe)CO_3} \qquad (20-3)$$

由于仅涉及 H_2O 和 CO_2 的带入，其他组分没有变化，所以不属于交代作用范畴，相应的反应为变质反应。但若伴随去硅、去镁或硅化作用（SiO_2、MgO 也为活动组分）：

$$\underset{\text{Ol}}{(Mg,Fe)_2SiO_4} + 2CO_2 \rightarrow \underset{\text{Bre}}{2(Mg,Fe)CO_3} + \underset{\text{溶液中}}{(SiO_2)} \qquad (20-4)$$

$$\underset{\text{Fo}}{5Mg_2SiO_4} + 4H_2O \rightarrow \underset{\text{Ser}}{2H_4Mg_3Si_2O_9} + \underset{\text{溶液中}}{(4MgO + SiO_2)} \qquad (20-5)$$

$$\underset{\text{Fo}}{3Mg_2SiO_4} + 4H_2O + \underset{\text{溶液中}}{(SiO_2)} \rightarrow \underset{\text{Ser}}{2H_4Mg_3Si_2O_9} \qquad (20-6)$$

这种蛇纹石化、菱镁矿化则属于交代作用范畴，相应的化学反应称为交代反应。

Маракушев（1993）区分了变质蛇纹岩化和交代蛇纹岩化两种蛇纹岩化过程。

流体在交代过程中起着物质搬运迁移的媒介和催化剂的双重作用，是交代作用不可缺少的重要因素，流体相中活动组分浓度或化学位梯度是交代作用的主要动力。此外，压力差也是组分迁移的驱动力。Коржинский（1957）把组分在压力差驱动下，借助溶液的流动，从压力高处向压力低处迁移的方式称为**渗透**（infiltration），把组分在浓度差驱动下，从浓度高处向浓度低处迁移的方式称为**扩散**（diffusion）。渗透主要发生在裂隙溶液中，借助溶液流动实现，扩散主要发生在粒间孔隙溶液中，通过矿物晶格或沿颗粒表面进行。在没有流体参与下，扩散作用也可在不同固体接触面附近进行，但规模很小。

交代作用也可在岩浆结晶、风化和成岩过程中发生。发生在变质条件下的交代作用称为变质交代作用。

（二）变形（deformation）

偏应力施加于岩石，当应变很小时，岩石显示**弹性行为**（elastic behavior）。这意味应变在应力施加时立即发生，应力撤销时，岩石立即恢复至原先未变形状态。而当应变增加到超

过弹性极限时，岩石就会产生永久变形。此时视环境条件不同有不同的变形行为：在近地表低温低压和较高应变速率条件下，岩石显示**脆性行为**（brittle behavior），永久变形机制为脆性变形，表现为岩石沿裂缝破裂，产生碎裂和断裂。而在地下高温高压特别是当应变速率低时，岩石显示**塑性行为**（plastic behavior），岩石永久变形主要是由于**塑性流动**（plastic flow）而产生的，导致矿物畸变和褶皱而没有破裂（Miyashiro，1994）。由于大的围限压力会增加颗粒间摩擦阻力，以及无孔隙岩石内部破裂要求扩容（体积增大），所以脆性变形局限于近地表低压环境。然而，脆性与塑性之间并没有绝对界限。在二者过渡区，岩石变形行为既有脆性特征，又有塑性特征，永久变形由于**碎裂流动**（cataclastic flow）而产生。变形岩石宏观上整体保持连续性，显示塑性变形特征；而微观上则被许多裂隙分割，显示脆性变形特征。

地下较高温压条件下塑性流动导致的永久变形主要有**晶内塑性变形**（intracrystalline plastic deformation）和**晶间塑性变形**（intercrystalline plastic deformation）两种机制。

晶内塑性变形包括**直线滑移**（translation gliding）、**双晶滑移**（twinning gliding）和单个晶体的**扭折**（kinking），它们与晶体**位错**（dislocation）移动相联合。直线滑移的特点是晶格滑移距离是结晶学基本单位的整数倍，滑移结果改变晶体形状但不改变晶格方位（图 20－3b）。双晶滑移的特点是滑移距离是结晶学基本单位的分数，滑移结果产生机械双晶（图 20－3c）。扭折则是由于粒内变形不均匀而在滑移中发生旋转，导致滑移面弯曲扭折形成的（图 20－4），而位错则是晶体内原子排列不完整造成的线缺陷。从滑移的角度看，位错代表了已滑动部分与未滑动部分的分界线（图 20－5）。

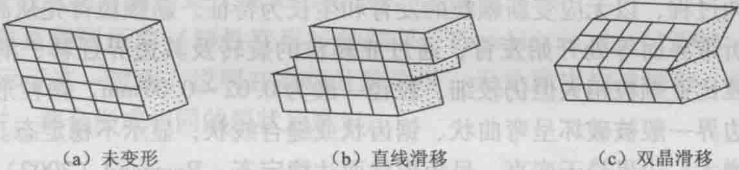


图 20－3　直线滑移和双晶滑移的宏观变化

（据 Vernon，1976）

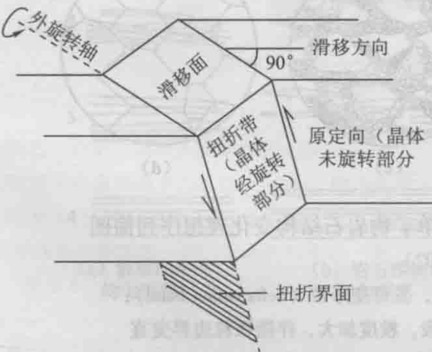


图 20－4　塑性扭折的几何特征

（据 Vernon，1976）

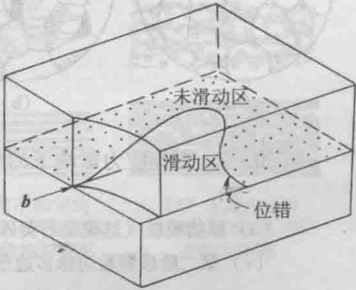


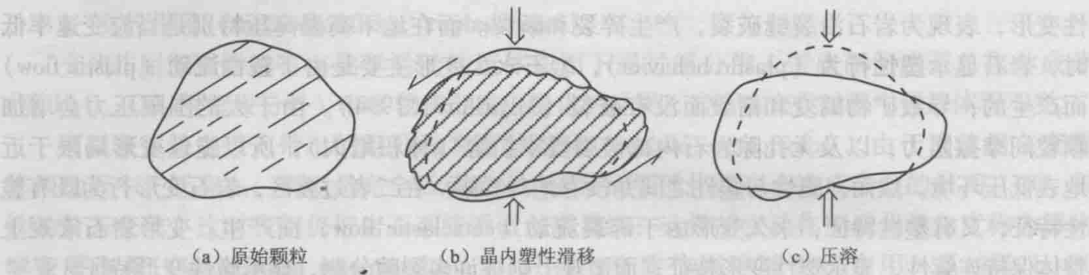
图 20－5　位错示意图

（据钟增球和郭宝罗，1991）

b 为 Bergers 矢量，它表示已滑动部分的滑移方向和距离

晶间塑性变形包括颗粒边界的滑移和**扩散流动**（diffusive flow）。由于处于较大应力下的颗粒边界区有较大的 Gibbs 内能，与处于较小应力的其他部位相比不稳定。因而化学迁移从晶体的较大应力边界区向其他部位迁移，并在那里产生晶体生长，这个过程称为扩散流动，

它改变了晶体的形状（图 20 - 6）。扩散流动通常有粒间流体相参加，通过粒间流体相的扩散流动称为**压溶**（pressure solution）（Miyashiro，1994）。



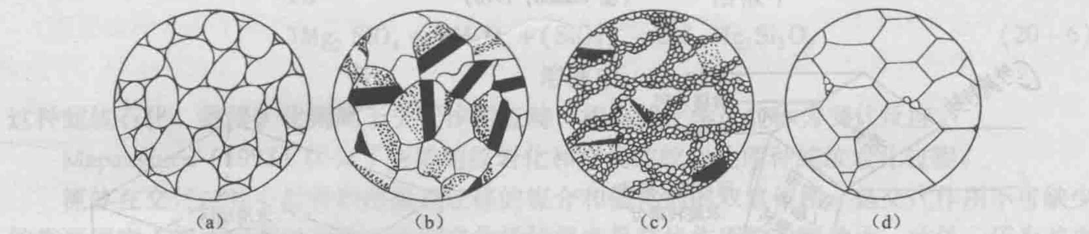
（a）原始颗粒　（b）晶内塑性滑移　（c）压溶

图 20 - 6　晶内塑性滑移与压溶现象比较

（据 Best，2003）

虚线表示颗粒原始轮廓

变形晶体有大量位错，储集了变形施加的应变能，因而不稳定，力图通过重结晶以消除应变能恢复到稳定的无应变状态。这种伴随变形而发生的重结晶称为**动态重结晶**（dynamic recrystallization），它包括恢复和重结晶两个阶段。而无偏应力参与的重结晶作用称为**静态重结晶**（static recrystallization）。它们都属于重结晶范畴。动态重结晶初始阶段称为**恢复**（recovery），是使变形晶体降低应变能而回到未变形状态的过程。其结果是在变形晶体中产生大量细小（粒径一般小于 0.02 ~ 0.03mm）的**亚颗粒**（subgrain）。恢复之后的重结晶是剩余应变能的消耗过程，以无应变新颗粒的发育和生长为特征。新颗粒首先从高应变区如变形颗粒界面、扭折带界面等处开始发育，通过亚颗粒的旋转及其边界迁移、消耗老颗粒而生长。重结晶颗粒比亚颗粒稍大但仍较细，粒径一般为 0.02 ~ 0.07mm。颗粒形态大多为压扁拉长状，原始边界一般被破坏呈弯曲状、锯齿状或缝合线状，显示不稳定态。进一步重结晶则使颗粒粒度增大，边界趋于变直，呈矩形状而达稳定态。Raymond（2002）描述了在偏应力影响下的变质作用过程中单矿物岩石结构变化理想序列（图 20 - 7）。



（a）　（b）　（c）　（d）

图 20 - 7　在偏应力影响下的变质作用过程中单矿物岩石结构变化理想序列简图

（据 Raymond，2002）

（a）原始颗粒（这里是石英砂）；（b）第一阶段，发育变形带（deformation band）；
（c）第二阶段颗粒边缘多边形化；（d）第三阶段，粒度加大，伴随颗粒边界变直

动态重结晶有两个明显结果，一是颗粒的细粒化，二是颗粒定向，形成**优选方位**（preferred orientation）。有两类优选方位：**形态优选方位**（dimensional preferred orientation）是非等轴颗粒近于平行排列，这种定向肉眼清楚可见，包括面理和线理，以后我们将详细描述；**晶格优选方位**（lattice preferred orientation）是光学轴或结晶学轴空间定向的结果，可出现在随机定向的颗粒集合体中，通常肉眼不可见，需要进行专门的费氏台研究或 X 射线研究（岩组学）。

（三）变质分异（metamorphic differentiation）

由上述可以看出，变质作用通常趋向于产生均一化岩石，亦即使其成分和机械性质变均匀。这是因为均一化可消除由成分差异导致的化学位梯度，使岩石具低自由能而最稳定。尽管理论上如此，但在变质岩中条带状或透镜状矿物集合体即**成分层**（compositional layering）非常普遍。在一些情况下，这些成分层可能是原生的沉积或火成层理，变质作用期间矿物定向生长、深熔脉体的顺层产出和火成岩脉的顺层侵入，均可使原生层理构造得到加强（Passchier et al.，1990）。但并非总是这样，成分层往往是变质分异的结果。所谓变质分异就是使原先均匀的岩石发育成分层的变质过程（Raymond，2002）。

从现有资料看，变质分异产生成分层的机理主要有下列三种解释。

（1）成分层代表扩散反应带。扩散可由化学上不相容的两种岩石之间的化学位梯度（浓度梯度）自发引起，也可由一个均匀岩石中由于温度梯度产生的粒间溶液中活动组分化学位梯度引起。Orville（1969）用化学上不相容岩石之间的扩散解释泥质变质岩与大理岩间的角闪岩层的形成。他还以实验证明在存在粒间流体和温度梯度及有充分时间进行扩散的情况下，原来均匀的由白云母、石英和钾长石组成的岩石，由于离子迁移而变得不均匀，冷的部分由白云母和石英组成，热的部分由钾长石组成（王仁民等，1989）。

（2）成分层的发育是构造重结晶的结果。它们或是先存构造带中特殊相**优先成核**（preferential nucleation）的结果（Bramwell，1985），或是局部应力场（剪切）控制的物质溶解和再沉淀（扩散流动）的结果（Moler van der，1985）。

（3）成分层是强烈压扁（塑性变形）的结果。Passchier et al.（1990）用一系列图解（图 20-8）表示了这一过程。说明在高级片麻岩区，无论原岩构造如何，经过递进变形，当变形很强烈时，都会形成相同的层状片麻岩。

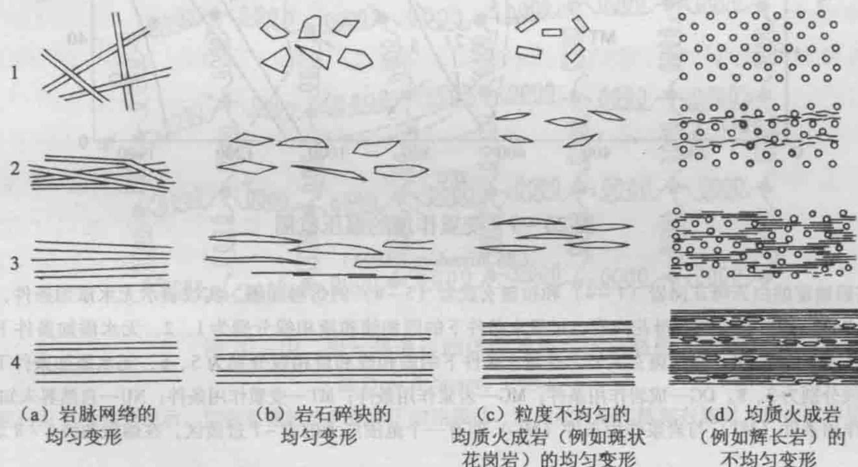


图 20-8　高级片麻岩区四种典型的露头尺度递进变形

（据 Passchier et al.，1990）

二、变质作用因素

岩石变质的根本原因是地质环境的改变，应该说，控制变质作用的根本因素是地质因素，如：大地构造位置（岛弧、海沟、洋中脊等）、构造过程（沉降、隆升等）、岩浆作用等。然而，从物理化学角度看，尽管控制变质作用的地质因素多种多样，但都可以抽象出温

度（T）、压力（P）、流体成分（x）、时间（t）等物化因素，这也是将物理化学引入岩石学的出发点。

（一）温度（T）

1. 温度是变质作用的决定性因素

温度是热（heat）的表现。长期以来，热是变质作用和变质反应最终驱动力这一观点一直被公认（Treloar & O'Brien，1998），也就是说，人们早就认识到温度是变质作用的决定性因素。

温度升高有利于吸热反应（如脱水反应），温度降低反应向放热方向进行。温度升高可提高活化分子比例，克服活化能障碍，大大加快变质反应速率和晶体生长，是重结晶的决定性因素。温度升高还可改变岩石的变形行为，从脆性变形向塑性变形转化。温度升高还会通过脱水反应、脱碳酸反应形成变质热液作为催化剂、搬运剂和热媒介对变质作用施加影响。此外，温度升高还会导致部分熔融而发生混合岩化。

2. 变质作用温度范围

变质作用最低温度是由成岩作用向变质作用的转化所记录（图 20－9）。这个最低温度数值与许多因素（如压力 P 或深度 D、流体相的有无、流体相的成分、岩石受温度支配的时间长短等）有关，通常为 150～200℃，但可以到 350℃或更高（Mason，1999）。

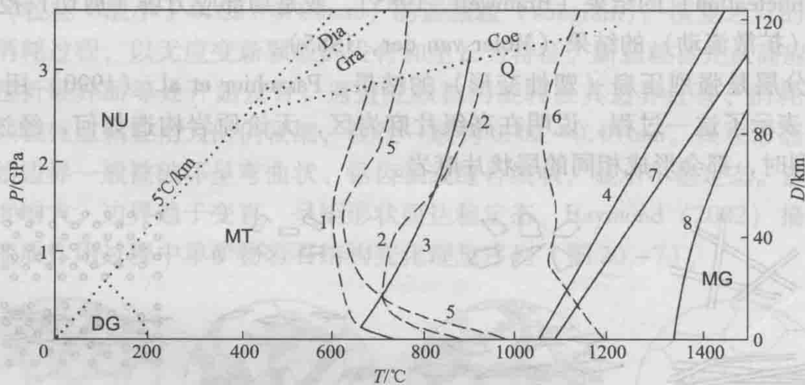


图 20－9　变质作用的温压范围

（据 Miyashiro，1994）

1～8 示实验确定的白云母花岗岩（1～4）和拉斑玄武岩（5～8）的熔融间隔。实线表示无水添加条件，虚线表示过量水条件。这样，对白云母花岗岩，过量水条件下的固相线和液相线分别为 1、2，无水添加条件下的固相线和液相线分别为 3、4；对拉斑玄武岩，过量水条件下的固相线和液相线分别为 5、6，无水添加条件下的固相线和液相线分别为 7、8。DG—成岩作用条件；MG—岩浆作用条件；MT—变质作用条件；NU—自然界未知的条件。变质作用条件（MT）与岩浆作用条件（MG）间有一个范围广大的 $P-T$ 过渡区，在熔融曲线 1～8 之间

变质作用高温限由变质作用与岩浆作用的转化限定。然而，如图 20－9 所示，二者之间有一个范围广大的 $P-T$ 过渡区。这是由于熔融温度不仅与压力有关，而且强烈地取决于岩石成分和流体的存在与否及流体成分。在一般的区域变质作用过程中，花岗岩、泥质岩和玄武岩等地壳中广泛分布的岩石在水流体存在的情况下，熔融温度在 600～750℃之间。但在下地壳和上地幔，熔融可能发生在水流体缺乏的条件下，此时熔融温度要比水流体存在时的熔融温度高得多（图 20－9）。由变质岩矿物组合推断的区域变质温度的最大值约 1100℃（Harley，1998）。在最上限，超基性岩的干固相线在 1200～2000℃之间（Mason，1999）。

3. 地热梯度（geothermal gradient）

由于地球内部热流的存在，地球内部温度随深度的增加而增加。温度对深度的改变率（增加率）称为地热梯度，以℃/km 为单位。热的来源主要有地幔热对流、地壳放射性元素蜕变产生的放射热和岩浆热三个方面（Condie，1982）。变形产生的摩擦生热可能在局部范围内有重要意义，但对大规模变质作用而言，其作用尚未得到证实。地球上不同地点热流不同：由于俯冲带冷板块向下俯冲，所以热流值最低。根据俯冲带变质作用研究可推测地热梯度最低值为 5℃/km。而在洋中脊，由于大量地幔物质上涌而具有异常高的热流值。意大利 Liguria 洋底变质岩矿物学研究表明，洋底变质地热梯度可高达 900～1300℃/km。

4. 热的传输方式

热是**传输**（transfer）的能。可明显看到热从高温区流向低温区，或就地球来说从内部流向地表。一般地说，热的传输方式包括**传导**（conduction）、**辐射**（radiation）和**对流**（convection）三种（Press & Siever，1986）。

◎ 热传导：热能在固体中以原子的振动形式存在。振动强度决定温度。当热扰动的原子和分子彼此推挤时热传导发生，机械振动从热区传递到冷区（图 20－10）。每单位时间在两点间热传输的数量与每单位距离的温差和**热导率**（thermal conductivity）的性质成比例。热导率因物质而异，是物质导热能力的度量。岩石是很不良的导热体，它有很小的热导率，这就是为什么地下水管不会冰冻，为什么地下拱顶接近常温而不像地表有大的季节温度变化。一个厚 100m 的熔岩流冷却约需 300 年。一个 400km 厚的岩石板块埋藏一侧的热约需要 50 亿年才能从另一侧流出。此外，如果地球仅以传导方式冷却，则热从深达 400km 以上的深处传递至今还不能到达地表！因此，尽管目前对变质作用过程的热模拟（包括后面将要论述的 $P-T-t$ 轨迹）多假定热传导为地壳或岩石圈的热传播方式，但这不是普遍适用的。

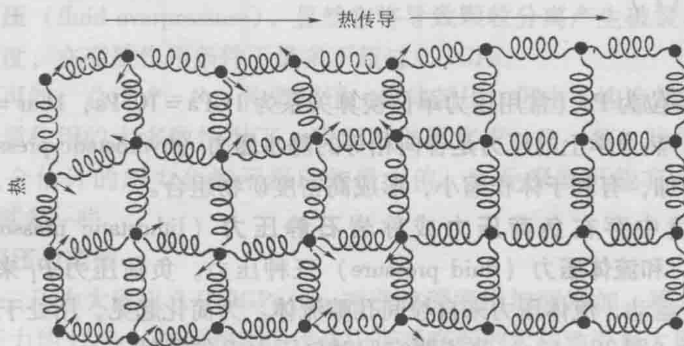


图 20－10　表示热通过固体传导流动的概略图

（据 Press & Siever，1986）

原子间约束力用弹簧表示。加在左侧的热产生原子的热振动，当振动逐渐传播到右侧时，热也被传导至右侧

◎ 热辐射：当一个物质热到像火红的拨火金属棒开始流动时，热可以以辐射方式传输。大多数辐射热以近红外和可见光光谱区电磁波形式放射出来。这种辐射传输在一些材料中可能是比传导更有效率的过程，但是由于地球内部矿物是不透明的，辐射热损失与传导损失相比可能较次要。然而，来自太阳的辐射热对地表外力地质作用有重要意义。

◎ 热对流：20 世纪最伟大的英国物理学家之一 Lord Rayleigh 发现，在如图 20－11 所示的条件下，处于热的下表面和冷的上表面之间的流体将发生对流。对流是通过物质运动传递热量的方式。对流由巨大的温差和高的热膨胀系数促成。由于膨胀物质较轻而趋于上升，置换冷的较重的物质，后者下沉。增加冷、热界面间的距离也将促进对流进行。对流被粘度和

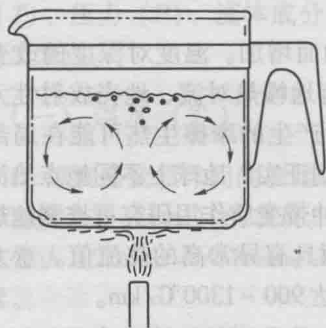


图 20－11　一个对流的常见实例是当水在咖啡壶中加热时见到

高热导率抑制。高热导率将使热被传导传输更有效，因而在某种意义上对流较少“必要”。

被称为对流的现象（图 20－11）相当普遍，在迅速加热的一壶水中就可看到。由于液体导热很差，如果对流不能迅速分散热量，一壶水要加热到沸点就需要很长时间。当烟囱冒烟，或当烟上升，或当热天积云形成时，对流即在发生。所有这些对流实例都由热流体（液体或气体）膨胀、上升的事实支配，由于热流体比周围较冷的和较重的物质轻。这样，热由移动的热物质迅速向上传输，而不是被传导缓慢传输。冷物质流动以代替上升流体，接着加热、上升以继续这个循环。图 20－11 所示的上升热流体和下降冷流体的规律性流动循环称为**对流体**（convection cell）。

毫无疑问，热传导是地球内部热传输的一个重要方式，但与对流特别是地幔软流层圈中发生的热对流相比它可能就“黯然失色”了。热对流既是发生在地幔中的一种传热方式（通过物质运动传递热量），又是一种地幔物质的运动过程（由物质内部密度差或温度差所驱使），是地球内部向地球表面输送能量、动量和物质的一种有效途径。它被认为是地球演化的最可能的驱动因素，构造现象（板块构造、造山运动和地震）、岩浆活动、变质作用是由内部对流热流引起的。迄今已提出了很多对流方案，其中最著名的是霍姆斯（Holmes，1928）和格里格斯（Griggs，1939）的地幔对流作为驱动力的大陆漂移模型和丸山茂德（Maruyama，1994）的超地幔柱模型。

（二）压力（P）

1. 基本概念

压力的 SI 制单位为 Pa（常用压力单位换算关系为 $1\text{GPa}=10^9\text{Pa}$，$1\text{bar}=10^5\text{Pa}$，$1\text{kbar}=10^3\text{bar}=0.1\text{GPa}$）。热力学上的压力是各向相等的**静水压力**（hydrostatic pressure），它影响矿物相平衡。压力增加，有利于体积缩小，形成高密度矿物组合。

地下变质环境中存在**负荷压力**或称**岩石静压力**（lithostatic pressure）、**定向压力**（directed pressure）和**流体压力**（fluid pressure）三种压力。负荷压力 P_l 来自上覆岩石柱，定向压力来自构造运动，流体压力来自粒间孔隙流体。为简化起见，用处于地下一定深度的单位岩石垂直切面（图 20－12a）来说明它们对总压力 P 的贡献。

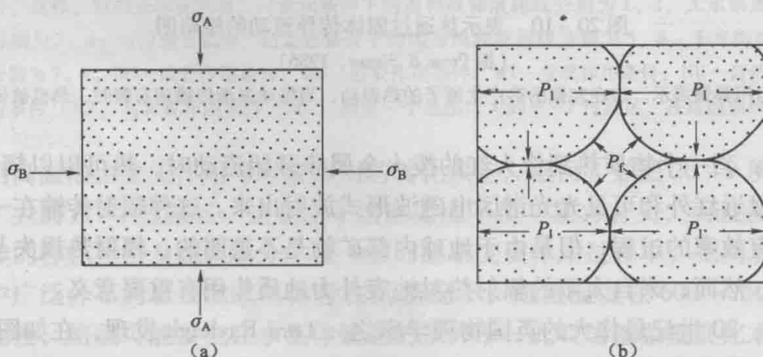


图 20－12　作用于单位岩石的不同压力类型简图

（据 Yardley，1989）

σ_A—垂直直应力；σ_B—侧向直应力；P_l—负荷压力；P_f—流体压力

地下一定深度岩石应力状态可用图 20－12a 表示，包括垂直方向的主应力（垂直直应力）σ_A 和水平方向的侧向直应力 σ_B。当无构造作用时，$\sigma_A = \sigma_B$ = 上覆单位岩石柱的重量，就是负荷压力 P_1。因此，负荷压力是一种各向相等的静水压力，其大小等于上覆单位岩石柱的重量，即：$P_1 = \rho g D$，式中 ρ 为岩石密度（g/cm^3），g 为重力加速度（取 9.81m/s^2），D 为深度（m）。

当岩石受到来自构造运动的定向压力作用时，其应力状态仍可用一定剖面上的垂直直应力 σ_A 和水平直应力 σ_B 表示，但 $\sigma_A \neq \sigma_B$。总应力状态可看成包括两部分：一部分为**平均应力** σ_m（mean stress），$\sigma_m = (\sigma_A + \sigma_B)/2$，它是一种静水应力，引起物体的体积变化，即影响矿物相平衡；另一部分为**偏应力**（deviatoric stress），是一种非静水应力，与（$\sigma_A - \sigma_B$）应力差有关，两个主偏应力大小 $\sigma'_A = \sigma_A - \sigma_m = (\sigma_A - \sigma_B)/2$，$\sigma'_B = \sigma_B - \sigma_m = -(\sigma_A - \sigma_B)/2$。偏应力导致岩石变形，但一般不影响相平衡。

平均应力与负荷压力之差称为**构造超压**（tectonic overpressure），是构造对总压的贡献。不过，构造超压大小受限于岩石强度，后者本身又因成分、温度、变形速率及其他因素而变化。由于变质作用发生在高温条件下，岩石强度通常不大，因而构造超压通常较小，正常变质条件下小于 0.1GPa（Miyashiro，1994）。

在变质作用 $P-T$ 条件下，岩石经常含流体相，充填于孔隙空间和沿颗粒边界分布。如图 20－12b 所示，负荷压力 P_1 作用于矿物颗粒边界，使颗粒结合在一起。而流体压力 P_f 作用在颗粒表面，起与 P_1 相反的作用，趋向于使颗粒分开。由于温度升高，流体体积膨胀，或由于发生脱 H_2O、脱 CO_2 反应，使流体量增大，都可使流体压力 P_f 增大。当增大到其数值等于 P_1 时（即与负荷压力达到平衡），P_f 进一步增加，通常流体会从颗粒间隙扩散流走而保持这个平衡。而在系统高度封闭、不易扩散的情况下，会造成局部 $P_f > P_1$ 的情况，其差值称为**流体超压**（fluid overpressure），显然它将导致颗粒分离产生破裂。因此，流体超压也受限于岩石强度，在变质作用条件下最多不超过 0.1GPa。

由上述讨论可知，总压 $P = P_1$ + 构造超压 + 流体超压。但由于构造超压和流体超压都比较小，使得在变质作用的大多数情况下，我们可以假定 $P \approx P_1 \approx P_f$。当然在这个假定基础上，根据矿物组合估计的压力会指示深度的最大值。实际深度可能有时要小于 3km（约 0.1GPa），甚至更多一些。

2. 变质作用压力范围

自地表往下，压力大致以 0.029GPa/km 速率随深度增加而增加。稳定大陆地壳平均厚 35km，其底部压力约 1GPa。现代和新生代造山带观察到的大陆地壳最大厚度约 70km，其底部压力约 2.0GPa。根据地质压力计测定，现今出露在地表的变质岩大多数在压力 0.1～1.0GPa、深度 3～35km 范围内结晶。在更浅的深度，温度通常太低而不能引起结晶作用。而在更大深度变质作用必定是广泛的，但形成的变质岩很难抬升出露地表。这也正是变质作用传统观念把变质作用限于 35km 地壳范围以内深度的原因。

然而，一些在俯冲带或大陆碰撞带及其附近变质的岩石，似乎是在 100km 或更深的地幔深度结晶的。指示如此**超高压**（ultrahigh-pressure）条件的矿物是柯石英（Coe）和金刚石（Dia），它们在约 3.0GPa 以上的压力下稳定（参见图 20－9）。变质岩中的柯石英最早发现于西阿尔卑斯（Chopin，1984；Smith，1984），变质岩中金刚石最早发现于哈萨克斯坦（Sobolev & Shatsky，1990）。以后在我国大别山区变质岩中也找到柯石英（Okay et al.，1989；Wang et al.，1989）和金刚石（徐树桐等，1994）。这给地质学带来了一次革命。Schreyer（1988）曾评价说，“超高压变质（柯石英的出现）是陆壳岩石向地幔俯冲的岩石学证据”。

（三）流体成分（x）

变质岩中含 H_2O 矿物（云母、角闪石等）、碳酸盐矿物及这些矿物包裹体，特别是流体包裹体的存在，是变质作用过程中存在流体相的直接证据。早先，由于高级变质的麻粒岩的无水矿物组合，人们认为下地壳是缺乏流体的。然而，近30年来变质岩和上地幔岩的流体包裹体研究证明，即使在麻粒岩和地幔岩中流体也是广泛存在的（徐学纯，1991，1998；郑建平和路凤香，1994）。一般说来，在上地壳中、低级变质岩中，流体成分主要为挥发分 H_2O、CO_2 以及 CH_4，含少量 N_2、H_2S 等，H_2O/CO_2 比值变化大。下地壳麻粒岩相变质岩和上地幔岩流体以 CO_2 为主，含少量 H_2O、H_2S、CH_4 等。因此，对整个岩石圈而言，H_2O 和 CO_2 是流体的最主要成分，可近似看成流体相由 H_2O 和 CO_2 组成。

变质作用 $P-T$ 条件通常大于临界点（CP），因此流体相呈**超临界状态**（super-critical state）。在这种状态下，区分不出液体和气体。由图20－13所示，不同成分流体在温度大于300～400℃可以彼此完全混溶。因此，在通常变质作用 $P-T$ 条件下，流体相为均一的一相。不同成分（H_2O、CO_2）彼此起稀释作用。以摩尔分数表示其浓度，则 $x_{H_2O}+x_{CO_2}=1$。这个表达式可近似表达岩石圈中流体组成。

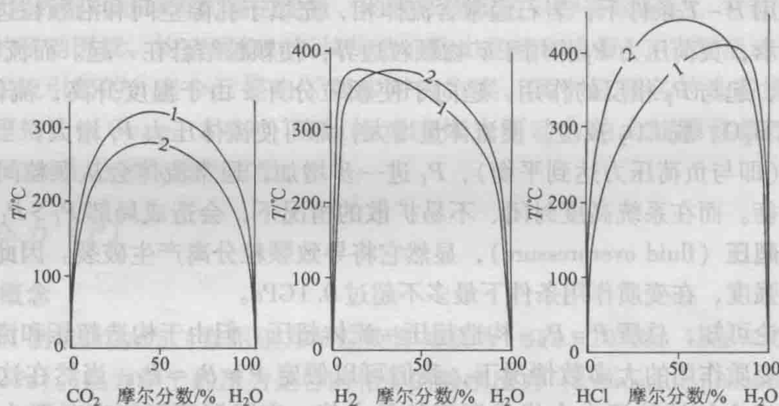


图20－13　0.05GPa（1）和0.1GPa（2）下随着温度降低流体不混溶图解

（据 Marakushev，1991）

变质作用中涉及大量有流体相参加的反应，如脱水反应、脱碳酸反应。流体成分对这些反应有强烈影响。根据化学平衡的浓度定律，增加系统中某物质浓度，反应向减少其浓度的方向进行。因此，对脱水反应和脱碳酸反应，流体的 x_{H_2O} 增加（即 x_{CO_2} 减少），反应将向减少 x_{H_2O}，增加 x_{CO_2} 的方向进行，即阻碍脱水反应而促进脱碳酸反应进行。提高脱水反应温度、降低脱碳酸反应温度。相反，增加 x_{CO_2}（减少 x_{H_2O} 将促进脱水反应而阻碍脱碳酸反应进行）将降低脱水反应温度、提高脱碳酸反应温度。

除挥发分外，流体中还溶解有 K、Na、Ca、Si 等造岩组分和 Fe、Cu、Ag 等成矿组分，在开放系统条件下，岩石在流体作用下发生元素带入带出与环境发生物质交换，造成岩石的化学成分变化，并可形成矿床。因此，流体对交代作用和成矿作用起促进作用。

流体作为变质作用的重要因素的另一个方面是，流体作为催化剂可大大提高变质反应（包括交代反应）的速率。在没有流体参与的干系统中，反应难以发生或难以反应完全。

从图20－9可看出，流体大大降低岩石熔点，从而促进混合岩化作用。

变质作用过程中流体主要有下列来源：① 原岩中的流体，主要是沉积岩中的孔隙流体，

在埋藏变质中起重要作用；② 海水，在洋底变质和俯冲带变质中起重要作用；③ 变质流体，源于变质过程中脱流体反应，广泛出现在各类变质环境；④ 岩浆流体，在接触变质和交代变质中起重要作用；⑤ 深源流体，主要来自地幔放气作用，是高级变质的流体相主要来源。

（四）时间（t）

变质作用时间因素通常主要从两个角度理解：一是变质作用发生的地质时代，即不同时代变质作用的特点不同，这是由地球发展的方向性和不可逆性决定的，例如，太古宙地热梯度比现今的地热梯度高得多，缺乏高 P/T 比（即高压）变质；二是一次变质作用自始至终所经历的时间，即 $P-T-t$ 轨迹中的 t，不同时间变质作用的特点不同，关于这一点下面进一步阐述。

还有两个重要概念与时间有关：一是反应速率，二是应变速率。

反应速率（reaction rate）是反应进度随时间的改变率。只有当变质作用外部条件的改变速率小于变质反应速率时，变质反应才能进行，显然这对变质结晶有重要意义。

应变速率（strain rate）是应变对时间的改变率。这当然对变形有重要意义，研究表明，对变质反应也有重要影响。例如：石英→柯石英反应，在常规条件下，压力 2.5GPa 即可以实现，但在冲击变质高应变速率条件下要到 25～40GPa 才能实现（French，2003），比正常条件下形成斯石英的压力还要大。

三、变质作用 $P-T-t$ 轨迹

（一）$P-T-t$ 轨迹的概念

近 30 多年来，造山带变质岩的研究和变质作用热模拟表明，变质作用是一个动态过程。岩石在变质作用过程中，$P-T-x$ 条件不是静止不变的，而是随时间（t）而不断改变。所谓 **$P-T-t$ 轨迹**（$P-T-t$ path）就是“岩石在变质作用过程中温压条件随时间（t）的变化而变化的**历程**（course），或在 $P-T$ 图解中表示该历程的曲线”（Miyashiro，1994）。这一概念是 1977 年 England 和 Richardson 在一篇论述侵蚀作用对造山带区域变质作用演化过程的影响的论文中提出的，当初称为 **$P-T$ 轨迹**（$P-T$ path）。以后，England 和 Thompson 在对大陆增厚事件中经受区域变质作用岩石的 $P-T$ 演化规律全面热模拟研究基础上，正式提出 $P-T-t$ 轨迹这一术语（England & Thampson，1984；Thompson & England，1984）。$P-T-t$ 轨迹概念的提出，是变质作用理论研究的重大突破，它使得人们从动态的观点，重新审视变质岩石学领域的一些重大问题和基本概念，是标志着变质作用研究进入**地球动力学**（geodynamics）阶段的里程碑。

变质地体的热模拟和变质岩经历的 $P-T-t$ 轨迹、热演化及构造演化之间的关系研究成果表明，岩石经历的实际 $P-T-t$ 轨迹的特点与变质作用构造环境密切相关。下面以大陆碰撞造山带为例，介绍 $P-T-t$ 轨迹与构造－热演化过程的关系及有关基本概念。

（二）大陆碰撞造山带的 $P-T-t$ 轨迹

一个大陆碰撞造山带构造演化通常由两个阶段组成：先是陆壳（或岩石圈）增厚阶段，接着是侵蚀阶段。而热演化更加复杂，包括埋藏期、加热期和冷却期三个阶段，$P-T-t$ 轨迹包括相应的三个段落（图 20－14）。

◎埋藏期：在这一阶段由于逆冲、褶皱等构造原因使地壳（或岩石圈）缩短增厚，发

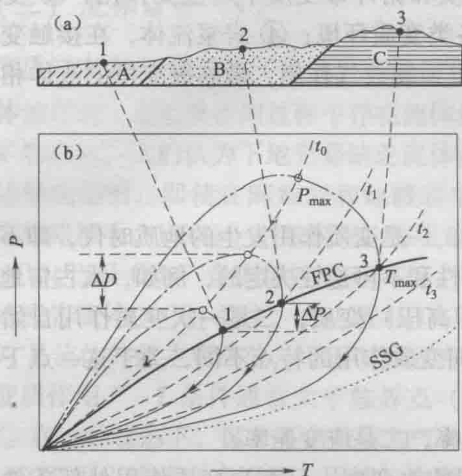


图 20－14　造山带的变质带剖面（a）和变质作用 $P-T-t$ 轨迹（b）

（仿 Thompson & England，1984；Spear et al.，1984）

1、2、3—变质程度增高为序的变质带 A、B、C 岩石样品在剖面上的位置（a）及其相应的热峰条件（b）；FPC—野外 $P-T$ 曲线；SSG—与埋藏后陆壳热补给平衡的稳态地热梯度；T_{max}—岩石样品经历的最高温度（热峰温度）；P_{max}—岩石样品经历的最大压力；t_0—岩石在埋藏停止时刻处于最大深度（压力为 P_{max}）时的地热梯度；t_1、t_2、t_3—侵蚀过程中的瞬时地热梯度；ΔD—岩石样品 1、样品 2 在掩埋停止时刻的厚度差；ΔP—岩石样品 1、2 热峰压力差；点划线为进变质 $P-T$ 轨迹；实线为退变质 $P-T$ 轨迹

生构造埋藏。浅部低温岩层迅速进入深部，岩石所处压力迅速增高，但温度增加没有这么快。这是由于环境通过热传导的加热作用相对要慢得多而发生**滞后**（delay）。结果，使地热梯度迅速偏离增厚前的**稳态地热梯度**（steady-state geothermal gradient）不断降低而出现**热扰动**（thermal disturbance）。当埋藏停止时，各处岩层到达压力最大值（P_{max}），地热梯度为 t_0。

◎ *加热期或热松弛期*：这是侵蚀作用开始阶段。在这一阶段，压力开始降低，同时由于热传导的加热作用继续进行，而出现**热松弛**（也称**热弛豫**）（thermal relaxation）。随着压力降低，温度不断升高，地热梯度也不断增加，向埋藏后陆壳热补给平衡的稳态地热梯度 SSG 方向变化。例如岩石样品 3 抬升后某个时刻的**瞬时地热梯度**（transient geothermal gradient）为 t_1。此后继续降压升温，直到由于岩石接近地表引起的冷却作用速率即将超过热松弛导致的加热作用速率为止。此时温度达到最大值（T_{max}），$P < P_{max}$，这个温压条件即热峰 $P-T$ 条件或顶峰变质条件，由矿物组合所记录。与此同时，地热梯度也不断增加。对岩石样品 3，热峰时瞬时地热梯度为 t_2。这个阶段一开始温度增加快而压力降低慢，以后越接近热峰，温度上升越慢，压力降低越快。

◎ *冷却期*：热峰过后，随着较迅速侵蚀，岩石越来越接近地表，因为热的散失量超过加入量而出现冷却期。在冷却期，岩石上升减压的同时温度下降，地热梯度继续增加，向稳态的热梯度发展。例如岩石样品 3 在上升的某个时刻瞬时地热梯度为 t_3。这一阶段开始，温度下降缓慢，随着越接近地表，温度下降越快，地热梯度也更接近稳态地热梯度。

由上述可看出，变质作用是一个动态过程。在变质作用过程中，岩石的温压条件，地热梯度都不是静止不变的，而是随时间的改变而不断变化，这是 $P-T-t$ 轨迹思想的核心。当然，变质作用过程中，除 P、T 外，流体成分也在不断变化，描述这种复杂变化的曲线称为 $P-T-x-t$ 轨迹。此外，还有描述 $P-T$ 变化与变形（D）关系的 $P-T-D-t$ 轨迹等。这些轨迹中，P、T、x 等条件由变质矿物和矿物包裹体记录，时间 t 由专门的定年方法测定。

（三）几个有关的基本概念

◎ *热峰条件*（thermal peak conditions）*和变质级*（metamorphic grade）：热峰条件是岩石在变质作用过程中经历的最高温度状态时的条件，包括热峰温度、热峰压力等（Miyashiro，1994），也称为**顶峰变质条件**（peak metamorphic conditions）（Thompson & England，1984），它由变质岩矿物组合所记录。由图 20－14 可看出，热峰条件显然不等于埋藏停止、岩石处于最大深度时刻的条件。前者具有最高温度 T_{max}，后者具有最大压力 P_{max}。据 England &

Thompson（1984），可以证明在碰撞造山带岩石热峰压力仅为所经历的最大压力的 50% ~ 80%。同样，两样品热峰条件之差也不等于两样品处于最大深度时刻的条件之差。如两样品热峰压力之差（ΔP）不能代表二者埋藏停止时刻的深度差（ΔD）。

由于矿物组合是变质岩最重要的特征，而矿物组合记录的是热峰条件，因此，热峰温度是非常重要的。变质级的划分通常主要指示变质作用的热峰温度：很低级、低级、中级、高级分别与很低温、低温、中温、高温相对应。

◎ 野外 $P-T$ 曲线（field $P-T$ curve）和变质作用 P/T 比类型（P/T ratio type of metamorphism）：在 $P-T$ 图解上，各变质带岩石样品矿物组合相应的一组热峰条件的连线称为野外 $P-T$ 曲线，如图 20 - 14 中的 FPC 曲线。它所显示的地热梯度称为**视地热梯度**（apparent geothermal gradient）（Raymond，2002）或**野外变质梯度**（metamorphic field gradient）（spear et al.，1995）。

由图 20 - 14 可看出，一个变质地区不同变质带的岩石样品，是在不同时刻到达热峰的，如图 20 - 14 中样品 2 在 t_1 时到达热峰状态时，比它深的样品 3 还处在加热期之中，而比它浅的样品 1 已处在冷却期。因此野外 $P-T$ 曲线上各热峰点不是同时的。换言之，野外 $P-T$ 曲线是**穿时的**（diachronous）。它所显示的视地热梯度与变质作用过程中任何瞬时地热梯度或稳态地热梯度都毫无关系，更不能揭示岩石变质作用的 $P-T$ 演化过程。然而，野外 $P-T$ 曲线却代表了一个变质地区各变质带的一系列矿物组合，是变质地区最重要的特点，所以用它来划分变质作用（或变质地区）的 P/T 比类型（或称压力类型）。通常以视地热梯度 20℃/km、40℃/km、80℃/km 为界将变质作用或变质地区划分为以下四个 P/T 比类型：① 高 P/T 型（高压型）：< 20℃/km；② 中 P/T 型（中压型）：20 ~ 40℃/km；③ 低 P/T 变质（低压型）：40 ~ 80℃/km；④ 很低 P/T 型（很低压型）：> 80℃/km。

◎ 进变质（prograde metamorphism）、递增变质（progressive metamorphism）和退变质（retrograde metamorphism）、退化变质（retrogressive metamorphism）：这四个常用的术语也常容易混淆。Miyashiro（1994）给出了明确的定义。

进变质是岩石在热峰前温度随时间而增加过程中发生的变质结晶作用，如图 20 - 14 中点划线上的变质结晶作用。而递增变质（又译作前进变质）是一个变质地区地表一定方向热峰温度连续有规律地增加的变质作用，如图 20 - 14 所示。递增变质和进变质的差异在于，递增变质指横过一地区空间上的热峰温度的增加，而进变质指单个岩石中温度随时间的增加。递增变质中不同岩石热峰条件变化由野外 $P-T$ 曲线描述。而进变质中单个岩石 $P-T$ 条件随时间变化由 $P-T-t$ 轨迹的进变质段落（图 20 - 14 中点划线）描述。

退变质是岩石在热峰后伴随温度降低发生的变质重结晶作用，如图 20 - 14 中实线上的变质结晶作用。而退化变质习惯上用于两个不同过程：① 上面定义的退变质；② 复变质中，比老的变质事件温度低的较年青的变质重结晶事件，新老两事件属于不同的造山幕。该术语在描述中有应用方便的优点，因为通常不容易确定在实际变质岩中发生了上述两种过程中的哪一种（Miyashiro，1994）。

四、变质作用的地质分类

变质作用有不同的规模和广泛的地质背景。根据其规模，可分为局部变质作用和区域变质作用两大类（Маракушев，1993；Raymond，2002）。

（一）局部变质作用（local metamorphism）

局部变质作用是分布局限（Raymond，2002，其体积小于 100km³）的变质作用。它局

限分布在一个具体的地质构造（断裂带、接触带等），往往一个因素起主导作用。在局部变质地区可清楚观察到变质岩与未变质岩石的渐变过渡。具体可分为四类：

◎ 接触－热变质作用（contact-thermal metamorphism）：是分布在侵入体与围岩接触带，主要由岩浆热而导致的变质作用。主要控制因素为温度，主要变质机制为重结晶，具有很低 *P/T* 比。在特殊情况下发生的火山岩捕虏体和火山岩接触带特别高温条件下的接触－热变质称为**高热变质作用**（pyrometamorphism）。

◎ 动力变质作用（dynamic metamorphism）：是分布在断裂带，在构造作用下导致的变质作用。主要控制因素为偏应力，主要变质机制为变形（脆性变形和韧性变形）及动态重结晶。可与不同的区域变质伴生，具有高至低 *P/T* 比，但通常 *P/T* 比较高。

◎ 冲击变质作用（impact metamorphism）：是分布在陨石坑附近，在陨石冲击地表的强大冲击波作用下产生的变质作用。瞬时的高压、高温条件是其控制因素。变形和伴随的部分熔融是其主要的变质机制。

◎ 交代变质作用（metasomatic metamorphism）：是指局限分布于侵入体接触带及其附近和火山喷气活动区，主要由岩浆热液引起的异化学变质作用。变质作用因素主要为流体中的活动组分化学位（或浓度）。变质作用机制主要为交代作用（扩散交代和渗透交代）。交代变质作用不仅改变岩石矿物成分、结构构造，而且使岩石总化学成分（除挥发分外）也发生变化。交代变质作用与金属矿床关系密切，常产在热液矿脉两侧，所以又称为**围岩蚀变**（country rock alteration）。分布在侵入体接触带的交代变质作用又称为**接触－交代变质作用**（contact-metasomatic metamorphism）。

（二）区域变质作用（regional metamorphism）

区域变质作用是在岩石圈范围规模巨大（Raymond，2002，其体积大于数千立方千米）的变质作用。其变质因素复杂，往往是温度、压力、偏应力和流体综合作用，*P/T* 比范围很大，高、中、低、很低都有。其变质机制也多样，主要是重结晶和变形，有时还伴有明显的交代和部分熔融。在区域变质地区，很难找到变质岩与未变质岩石的界线。区域变质作用地质环境多样，可发生在大陆地壳、大洋地壳甚至发生在岩石圈地幔中（Mason，1990；Miyashiro，1994）。区域变质作用可划分为四种地质类型。

◎ 造山变质作用（orogenic metamorphism）：是大规模分布在前寒武纪结晶基底和显生宙造山带的变质作用，与造山作用有密切的成因联系。面积达数百至数千平方千米。在前寒武纪结晶基底呈面状，在显生宙造山带呈带状分布。不仅温度、压力，而且偏应力都是其重要的变质因素，主要变质机制为重结晶和变形，形成的岩石常显示面、线理，因而又称为**区域动热变质作用**（regional dynamothermal metamorphism）。它是区域变质最常见的类型，因而常常称其为区域变质作用。造山变质作用或区域变质具有范围宽广的 *P/T* 比范围，据此可分为高 *P/T*、中 *P/T* 和低 *P/T* 区域变质类型，*P/T* 比与构造环境密切相关：高 *P/T* 型见于俯冲带和碰撞带，中－低 *P/T* 型见于岛弧、大陆拉张带、大陆碰撞带和前寒武纪结晶基底。

◎ 洋底变质作用（ocean floor metamorphism）：是洋壳岩石在大洋中脊附近上升热流和海水作用下产生的规模巨大的变质作用。温度和流体（海水）中活动组分化学位（或浓度）是主要的变质因素。*P/T* 比很低。变质作用机制是重结晶作用并伴随有交代作用，岩石的面、线理不发育。洋底变质不仅使岩石矿物成分、结构构造发生变化，也可导致岩石化学成分变化，因而是区域规模的异化学变质作用。典型的洋底变质岩为绿岩，是一种主要由钠长石、绿帘石、阳起石和绿泥石组成的绿色块状区域变质岩。

◎ 埋藏变质作用（burial metamorphism）：是无明显变形的大规模很低级（很低温）的

变质作用。它通常出现在区域变质（造山变质）和洋底变质的很低级部分，或独立出现在强烈坳陷的盆地沉积的底部，*P/T* 比变化范围很大。埋藏变质作用是变质作用向成岩作用过渡的类型，形成的岩石无明显面、线理，重结晶作用不完全，原岩结构构造多有残留。

埋藏变质作用和洋底变质作用形成的岩石均无明显变形特征，说明变质作用过程中无偏应力参与，这类变质作用又称为**区域静力变质作用**（regional static metamorphism）。

◎ 混合岩化作用（migmatization）：是高级区域变质（造山变质）伴随的部分熔融产生的低熔物质（新成体）与变质岩（古成体）混合形成混合岩的大规模变质作用。它是变质作用向岩浆作用过渡的类型，又称为**超变质作用**（ultrametamorphism）。

【中国大陆科学钻探工程】

中国大陆科学钻探（CCSD）工程是国家重大科学工程，于 2001 年 4 月 18 日在江苏省东海县安峰镇毛北村北侧破土动工，2005 年 3 月钻探工程结束，井深达到 5158m，是目前世界第三、亚洲第一深井。钻井在地质上位于华北板块与扬子板块之间的大别 - 苏鲁超高压变质带上，这是世界上规模最大的超高压变质带，是国内外地质学家公认的研究板块汇聚边界深部动力学的最佳场所。该工程不仅是中国钻探技术发展的新里程碑。而且在巨量物质深俯冲、超高压深俯冲与折返的精确定年、超高压岩石的原岩形成背景、上地幔流变学、地幔特殊新矿物发现、地下流体异常及地下微生物发现等方面都取得了重要进展（许志琴等，2005），使我国超高压变质带和地幔物质研究达到国际先进水平。

思　考　题

1. 分析变质作用与岩浆作用、沉积作用间的区别与联系。
2. 区分：重结晶与变质结晶；变质分异与交代；动态重结晶与静态重结晶；进变质与递增变质；退变质与退化变质。
3. 为什么说温度是变质作用最重要的因素？
4. 区分：地热梯度与野外变质梯度（视地热梯度）。
5. 说明 $P-T-t$ 轨迹的概念和研究意义。
6. 综合说明变质作用分类。
7. 列表表示变质作用地质分类及各类变质作用的机制、因素。
8. 评述构造超压和流体超压对变质作用的影响。
9. 什么是成分层？试述变质岩中成分层的成因。

第二十一章　变质岩的基本特征和分类命名

本章讨论变质岩的成分（化学成分、矿物成分）、组构（结构、构造）等基本特征，这些基本特征与第二十章的内容特别是变质作用机制、变质条件（因素）有密切关系，应该结合起来学习。最后在上述讨论的基础上，提出变质岩的分类命名方案，探讨变质岩原岩恢复方法。

一、变质岩的化学成分和化学类型

（一）变质岩的化学成分

变质岩是早先已形成的岩石遭受变质作用的产物，因此，其化学成分一方面与原岩有密切关系，另一方面又和变质作用的特点有关。

表 21－1 列出了代表性变质岩的化学成分。由该表可以看出，与火成岩、沉积岩相比，变质岩化学成分变化范围大，与火成岩、沉积岩成分变化总范围相当。

在等化学变质情况下，变质岩化学成分（除 H_2O 和 CO_2 外）取决于原岩化学成分，根据变质岩化学成分可恢复原岩类型。从**原岩**（protolith）角度，变质岩可分为**正变质岩**（orthometamorphite）（原岩为火成岩）和**副变质岩**（parametamorphite）（原岩为沉积岩）两大类。已形成的变质岩还可再遭受变质（一次或多次），这样的变质岩称为**复变质岩**（polymetamorphic rock）。复变质岩从原岩角度也有正、副变质岩之分。同时，变质岩的化学成分是影响矿物成分的主要因素，在一定温压条件下，它决定了变质岩的矿物组合。因此，化学成分研究对变质岩矿物组合及变质作用温压条件的研究也具有重要意义。

在异化学变质情况下，变质岩的化学成分既取决于原岩的化学特征，又取决于交代作用的类型和强度。用岩石化学方法研究交代变质岩的化学成分特点，可推断原岩成分特点，了解交代过程中元素带入带出的情况，查明交代作用的特点和强度。

变质作用过程中，原岩的矿物成分、结构构造都要发生改变，甚至变得面目全非。然而，一般变质作用则基本不改变原岩的主要化学成分。即使是异化学变质，也或多或少可追索出原岩化学成分变异的某些特点。因而变质岩化学成分是恢复原岩和划分对比变质地层的重要标志。

变质岩的化学成分在变质成矿作用研究方面具有特殊意义。我国著名岩石学家程裕淇（1963）曾指出："对某些变质矿床，成矿的控制条件主要是原岩类型（及建造）的地球化学特性及变质作用的性质与程度，而作为外因的后者是通过作为内因的前者起作用的。"越来越多的资料表明，一定的矿床往往赋存在一定化学特点的变质建造（含矿建造）中。

在变质岩的分类研究方面，岩石的物质成分是基础。对一般变质岩，多数学者都很重视等化学系列和等物理系列的划分。等化学系列是指具有同一原始化学成分的所有岩石，其中矿物组合不同是由变质作用类型和强度决定的。如基性岩石在区域变质条件下，随着变质程度增加，出现绿片岩→绿帘角闪岩→角闪岩→斜长石－辉石麻粒岩，构成一个等化学系列。泥质岩则出现板岩→千枚岩→片岩→片麻岩系列；等物理系列是指同一变质条件下形成的所有岩石，其矿物组合的不同是由原岩化学成分决定的，如一个变质相或变质带的岩石。

表21－1　变质岩的化学成分（w_B%）

类型	序号	岩石名称和产地	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	CO_2
泥质	1	硬绿泥石角岩，周口店	48.78	1.78	34.35	1.89	0.00	0.00	0.15	0.57	0.79	3.45	7.30	0.04	0.28
	2	红柱石角岩，周口店	69.66	0.94	22.01	1.12	0.01	0.02	0.06	0.51	0.49	0.70	3.47	0.04	0.23
	3	蓝晶石白云母片岩，东海	64.65	0.03	27.89	0.02	0.72	—	—	0.20	0.04	0.01	6.12	—	0.08
	4	孔兹岩，印度	68.38	0.27	20.64	0.86	1.12	3.70	3.20	1.36	0.07	0.34	0.02	1.01	—
	5	钾长石英二云片岩，宿松	62.66	0.80	19.02	3.53	2.03	0.03	1.44	0.65	0.45	7.54	3.46	0.08	—
	6	钾长二云片岩，宿松	46.72	0.88	18.38	10.04	0.60	0.48	8.14	0.48	0.60	7.56	5.74	0.29	0.20
	7	板岩，加拿大	51.38	1.22	23.89	2.05	5.01	0.02	2.71	0.24	0.59	7.08	4.66	0.01	0.14
	8	黑硬绿泥片岩，黄陂	62.29	1.00	15.39	4.42	1.57	0.20	1.51	3.30	2.90	4.05	2.25	0.50	—
	9	钾长浅粒岩，宿松	79.92	0.28	8.72	5.29	0.16	0.05	0.11	0.24	1.63	4.61	0.80	0.03	—
	10	白云钾长片麻岩，宿松	68.91	0.55	9.45	1.06	10.66	0.14	0.71	0.76	0.28	5.48	1.41	0.28	0.66
长英质	11	黑云斜长片麻岩，大别山	66.95	0.69	14.41	1.63	3.98	0.18	2.38	2.84	2.84	1.96	1.24	0.14	0.04
	12	长英质麻粒岩，大别山	60.28	0.75	12.53	0.42	8.89	0.18	7.93	1.64	2.30	2.41	1.40	0.06	0.22
	13	二长花岗质片麻岩，大别山	68.99	0.49	14.97	1.17	1.29	0.03	0.92	2.32	4.37	4.02	0.40	0.21	0.04
	14	奥长花岗质片麻岩，大别山	72.21	0.55	13.73	1.21	1.59	0.09	1.15	2.26	4.61	1.89	0.55	0.11	0.04
	15	英云闪长质片麻岩，大别山	70.75	0.60	13.76	1.59	2.01	0.11	1.51	2.54	4.54	1.80	0.55	0.16	0.08
	16	紫苏花岗岩，印度	69.40	0.60	13.50	1.00	3.60	0.10	1.40	2.40	3.20	3.70	—	0.10	—
	17	蓝闪钠长变粒岩，木兰山	72.69	0.45	12.50	2.15	0.93	0.15	0.75	2.71	5.20	0.90	1.12	0.22	0.25
钙质	18	大理岩，宿松	1.91	0.08	0.53	0.31	0.04	0.03	1.60	52.61	0.13	0.09	—	0.26	41.96
	19	白云石大理岩，宿松	1.62	0.08	0.92	0.11	0.04	0.00	20.43	30.97	0.05	0.07	—	0.00	45.12
	20	蓝闪石英大理岩，余店	27.55	1.28	5.37	3.73	1.44	0030	1.85	30.21	3.26	0.15	0.80	0.15	23.97
	21	石英黑云母大理岩，大悟	35.59	0.03	0.04	0.41	—	0.03	14.96	18.61	—	—	—	0.07	—
	22	斜长石透辉石岩，大别山	65.84	0.37	7.04	1.04	4.01	0.22	12.16	18.43	1.50	0.80	0.81	0.09	0.30

类型	序号	岩石名称和产地	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	CO_2
	23	绿片岩，宿松	52.13	0.78	19.80	2.44	6.18	0.23	3.24	7.46	1.90	2.00	0.96	0.30	1.91
	24	绿帘角闪岩，宿松	48.16	1.88	14.49	8.96	6.53	0.25	5.13	9.19	3.39	0.30	1.62	0.36	0.33
	25	角闪岩，大别山	48.34	2.60	19.42	5.03	5.71	0.2	3.96	6.73	4.46	2.52	1.38	1.49	0.04
	26	二辉麻粒岩，大别山	45.24	2.70	12.82	6.88	11.38	0.26	5.31	10.43	2.35	0.90	—	0.50	0.00
基性	27	榴辉岩，石马	47.59	2.77	13.20	1.85	11.61	0.29	5.03	10.47	1.44	0.29	0.85	0.32	4.77
	28	柯石英榴辉岩，碧溪岭	49.16	0.86	19.60	0.72	7.92	0.16	8.27	12.59	1.90	0.10	0.60	0.06	0.05
	29	绿帘蓝片岩，蔡家河	45.14	2.21	15.52	7.44	6.31	0.25	4.43	11.31	3.24	0.10	3.22	—	0.10
	30	硬柱石蓝片岩，美国	52.28	1.34	16.81	4.28	7.63	0.09	6.09	2.46	3.37	0.10	4.00	—	1.35
镁质	31	蛇纹岩，大悟	42.42	0.02	1.06	1.26	4.96	0.07	37.86	0.04	0.02	0.02	11.72	0.00	0.11
硅质	32	石英岩，宿松	89.86	—	0.48	1.32	—	0.13	0.43	2.20	0.05	0.14	0.54	1.56	0.30
铝质	33	刚玉蓝晶石岩，宿松	19.45	0.33	78.35	0.88	0.22	0.01	0.43	0.10	0.05	0.10	2.01	0.14	0.24
铁质	34	磁铁石英岩，鞍山	46.67	0.10	0.67	31.22	12.00	0.11	2.04	1.85	0.06	0.02	—	0.06	—
锰质	35	菱锰矿大理岩，东海	12.75	0.36	1.26	5.43	0.47	32.50	3.04	15.58	0.10	0.10	1.12	1.32	27.09
磷质	36	磷灰岩，大悟	45.14	0.32	6.60	0.51	0.59	0.04	0.72	22.70	0.10	3.89	0.75	19.50	0.10
碳质	37	含石墨白云石英片岩	74.23	0.53	11.36	3.49	0.55	0.02	1.42	0.03	0.10	3.94	1.97	0.04	1.22

资料来源：1，2 据中国地质大学（武汉）北京地质调查大队（1998）；4 据 Suk（1983）；7 据 Pettijohn（1975）；16 据成都地质学院岩石教研室（1978）；20 据周志高等（1996）；27 据游振东等（1998）；30 据贺同兴等（1980）；34 据张秋生等（1984）；其余据 Sang & You（1988），Sang（1991，1997）。

（二）变质岩化学类型的划分

Turner（1955）提出一个简明的等化学分类，将常见的变质岩归纳为五个化学类型：

◎ 泥质（pelitic）：导源于泥质沉积物；

◎ 长英质（quartzo-feldspathic）：包括变质的砂岩、硅质凝灰岩和中酸性火成岩；

◎ 钙质（calcareous）：导源于灰岩和白云岩（可含石英、粘土矿物等杂质）等钙质沉积物；

◎ 基性（basic）：由基性火成岩、凝灰岩及含显著数量的 Ca、Al、Fe、Mg 的不纯泥灰质沉积物转变而来的变质岩；

◎ 镁质（magnesian）：导源于超基性火成岩和绿泥石质及其他富含 Mg、Fe 的沉积物。

除上述五个常见的化学类型外，尚存在硅质、铝质、铁质、锰质、磷质和碳质等特殊类型，它们是一些较少见的副变质岩石，以某个元素和某个矿物特别富集为特征（表21-1）。

五大类变质岩中，泥质和钙质是两个副变质岩石系列。而镁质变质岩原岩主要是超基性火成岩。富镁的沉积物很少，而且其变质产物通常可根据地质产状和共生岩石组合确定其原岩性质。因此，这三类变质岩原岩性质问题不大。但对长英质和基性两类变质岩而言，判断其原岩性质是一个较复杂的问题，需综合考虑地质产状、岩石组合、变余的结构构造、岩石化学等多方面特征。

五大类常见岩石中，以泥质和基性岩石对温压条件变化最敏感，矿物组合随温压条件变化快，富钙和镁质岩石对温压变化亦较敏感，长英质岩石则是对温压变化不敏感的岩石。因而，变质程度（变质带、变质相）的划分常以泥质和基性变质岩矿物组合为标志。

五大类岩石强度不同，在变形过程中流变学行为不同。通常，五大类岩石按强度（或能干性）自大到小依次为：镁质、基性、长英质、钙质和泥质。在强变形的长英质片麻岩中往往可看到未变形的斜长角闪岩包体，就是二者能干性差异造成的。

二、变质岩的矿物成分

与火成岩和沉积岩相比，变质岩矿物成分更为复杂多样。这一方面是由于变质岩的化学组成极为宽广造成的，另一方面是由变质作用的特点所决定的。变质作用温度介于岩浆作用与沉积作用的温度之间，且温压变化范围宽广得多，在变质作用过程中有应力和溶液参与等。矿物化学成分是岩石化学成分的反映，熟悉主要造岩矿物化学成分特点，有助于了解变质岩化学特点、推断其原岩类型。

（一）变质岩矿物成分的影响因素

变质岩矿物成分取决于岩石（原岩）化学成分和变质作用条件。一方面，相同变质条件下不同化学类型岩石会出现不同的变质矿物组合，另一方面，同一化学类型原岩在不同的变质条件下也会出现不同的矿物组合。

原岩是变质岩的物质基础，变质岩矿物成分首先取决于原岩化学成分。如硅质灰岩，主要成分为 $CaCO_3$ 和 SiO_2，经变质后可出现石英、方解石和硅灰石等碳酸盐和钙硅酸盐矿物，而不会出现红柱石、蓝晶石和矽线石等富铝矿物。成分为纯 SiO_2 的硅质岩，在变质作用过程中仅出现石英，形成纯的石英岩，而不会出现任何其他矿物。因此，如不伴随明显的交代作用，则一定化学类型的变质岩与一定矿物成分相对应。这意味着，研究岩石的矿物成分可推断岩石的化学类型。

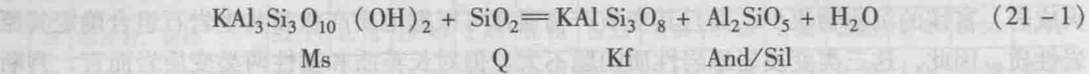
如火成岩一样，SiO_2 对变质岩的矿物组合影响是明显的。如果岩石 SiO_2 过饱和，就会出现硅过饱和矿物石英。如果 SiO_2 不饱和，就会出现硅不饱和矿物刚玉、尖晶石和橄榄石。这些硅不饱和矿物通常不与石英共生。但五大类常见岩石通常都含有石英，属于 SiO_2 饱和-过饱和岩石。

在变质岩中，Al_2O_3、K_2O 饱和程度对矿物共生有重要影响，这是 Eskola 于 1914 年和 1915 年在研究芬兰 Orijarvi 地区接触变质岩时发现的。他发现该区有两类矿物组合明显不同的岩石：一类含富铝矿物红柱石、堇青石而不含钾长石；另一类则相反，含钾长石而不含富铝矿物。虽然钾长石和富铝矿物在该区都是稳定的，但却不能共生。Eskola 认为这是原岩 K_2O 含量不同造成的。他称第一类岩石为 K_2O 不足的岩石，称第二类岩石为 K_2O 过剩的岩石。K_2O 不足岩石为富铝泥质岩，K_2O 过剩岩石为富钾泥质岩及长英质岩石。

因此，有必要把泥质变质岩进一步划分为两个化学类型：一类为 K_2O 不足（或 Al_2O_3

过剩）泥质变质岩，原岩为高岭石粘土岩、蒙脱石粘土岩；另一类为 K_2O 过剩（Al_2O_3 不足）泥质变质岩，原岩主要为水云母粘土岩。

为了理解这一问题，让我们分析一下图 21－1 所示的一个重要的脱水反应：



$$\underset{Ms}{KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + \underset{Q}{SiO_2} = \underset{Kf}{KAlSi_3O_8} + \underset{And/Sil}{Al_2SiO_5} + H_2O \quad (21-1)$$

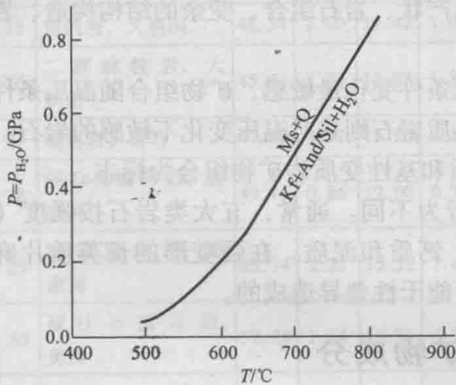


图 21－1　水过饱和条件下 Ms + Q ＝ And/Sil + Kf + H_2O 的 $P-T$ 图解

这个反应被看做区分中低温与高温条件的界限，在 $P = P_{H_2O} = 0.2GPa$ 时，该反应约在 600℃发生。由该反应可知，中低温下 Kf + Al_2SiO_5 矿物（And 或 Sil）是不稳定的，它们要互相反应生成 Ms + Q。反应形成的共生组合取决于岩石的 K_2O 和 Al_2O_3 相对含量：若 K_2O 过剩、Al_2O_3 不足，则形成 Ms + Q + Kf 组合，无 Al_2SiO_5 矿物；反之，若 K_2O 不足，Al_2O_3 过剩，则形成 Ms + Q + Al_2SiO_5 矿物组合，无钾长石。因此，中低温时钾长石与富铝无钾矿物不共生。只有在 K_2O 非常贫的岩石中才会有富铝无钾矿物，随着 K_2O 的增加，这些无钾矿物逐渐转变为云母。K_2O 的进一步增加，则会引起钾长石出现。

由上述反应还可知，在高温下 Ms + Q 不稳定，必然会发生反应而生成 Kf + Al_2SiO_5 矿物，即钾长石与富铝矿物共生。此时，K_2O 过剩与 K_2O 不足岩石的矿物组合相同，仅矿物含量有差别。

变质岩的矿物组合是一定 $P-T-x$ 条件下化学平衡的产物，因而变质条件是影响变质岩矿物成分的重要因素。关于这一点我们将在第二十二章中作进一步讨论，泥质变质岩中的指示矿物带就是很好的证据。但是，变质岩中的矿物并不都是热峰条件下达到平衡的结果。由于变质反应不彻底，可有热峰前矿物残留下来，它们通常呈热峰矿物的包裹体产出。而热峰后退变质阶段再平衡是一个降温过程，反应速率小，往往反应不彻底。所以退变质矿物通常以热峰矿物的不彻底反应物形式出现，常局部分布在热峰矿物的边缘或裂隙中。识别岩石中热峰前矿物、热峰矿物、热峰后退变质矿物，查明其形成温压条件，是建立 $P-T$ 轨迹的岩石学方法。此外，矿物流体包裹体也记录了岩石 $P-T$ 演化的大量信息（图 21－2）。

（二）五大化学类型变质岩的化学成分和矿物成分特点

为了直观地表示五大化学类型变质岩的化学成分和矿物成分特点，更好地理解化学成分与矿物成分的相互关系，我们要用第二十三章将专门论述的 ACF 图和 A′KF 图（图 21－3）作为学习工具。这张图表示了变质岩五大化学类型和主要造岩矿物在 ACF 图和 A′KF 图上的位置，熟悉这个图解，有利于掌握五大化学类型变质岩的化学成分、矿物成分特点，便于在实际工作中以岩石的矿物成分判断其化学类型，以利于恢复其原岩。ACF 图和 A′KF 图的 A 和 A′可理解为 Al_2O_3，C 可理解为 CaO，F 可理解为 FeO + MgO，K 可理解为 K_2O。这样，我们就可以用这个图解掌握五大化学类型变质岩的化学成分、矿物成分特点。

1. 泥质变质岩

化学成分特点是 Al_2O_3、K_2O 含量高，其相对含量变化大。

矿物成分的特点是云母含量高，石英常见，两个亚类矿物成分有明显差别。① Al_2O_3 过

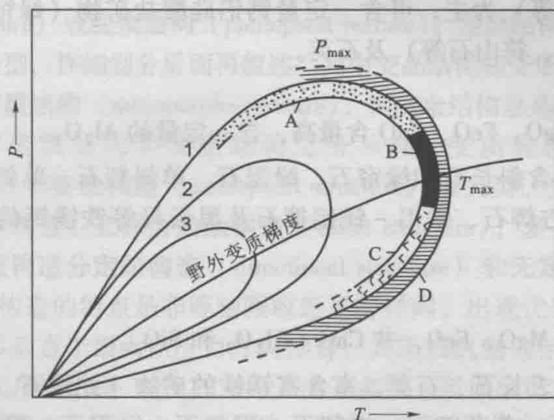


图 21－2 单个岩石样品（1，2 和 3）的 $P-T$ 轨迹概略图解

（据 Spear et al.，1984）

A—矿物包裹体在变嵌晶状主晶颗粒中被捕获的区间；B—从地质温压测量得出的热峰变质条件；C—根据重新调整的矿物平衡得出的退变质轨迹；D—流体包裹体被捕获的区间

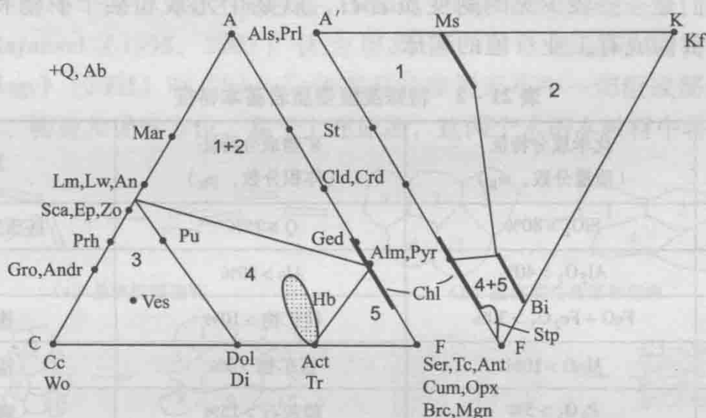


图 21－3 五大化学类型变质岩和主要造岩矿物在 ACF 图和 A′KF 图上的位置

1—泥质（Al_2O_3 过剩）；2—长英质和泥质（K_2O 过剩）；3—钙质；4—基性；5—镁质

剩的泥质变质岩：特点是含富铝矿物（红柱石、蓝晶石、矽线石等），中低温时无钾长石，高温时（麻粒岩相、辉石角岩相等）出现钾长石；② K_2O 过剩的泥质变质岩：特点是含钾长石，中低温时无富铝矿物，高温时出现富铝矿物（矽线石、堇青石、石榴子石等）。

中低温时富铝矿物与钾长石不共生，两类泥质岩矿物组合明显不同。高温时富铝矿物与钾长石共生，两类泥质岩矿物组合相同，仅矿物含量有差别：铝过剩的泥质变质岩富铝矿物含量高、钾长石少；钾过剩的泥质变质岩则相反，钾长石高而富铝矿物少。

2. 长英质变质岩

化学成分与泥质变质岩的显著差别是 SiO_2 含量高，通常 K_2O 过剩，Al_2O_3 不足。

矿物成分特点是以石英、长石为主，矿物组合与 K_2O 过剩的泥质变质岩相同。

3. 钙质变质岩

化学成分最显著特点是 CaO 含量高，可含一定量的 MgO、FeO、Al_2O_3 和 SiO_2。

矿物成分以碳酸盐矿物（方解石、白云石等）和钙镁硅酸盐矿物（硅灰石、透辉石、

阳起石、透闪石、滑石等）为主，可含一定量钙铝硅酸盐矿物（绿帘石、方柱石、钙质斜长石、钙铝－钙铁榴石、符山石等）及石英。

4. 基性变质岩

化学成分特点是 MgO、FeO、CaO 含量高，含一定量的 Al_2O_3。

矿物成分特点是富含斜长石和绿帘石、绿泥石、单斜辉石、单斜闪石（透闪石、阳起石、普通角闪石）、斜方辉石、铁铝－镁铝榴石及黑云母等铁镁钙的硅酸盐、铝硅酸盐矿物，可含一定量的石英。

5. 镁质变质岩

化学成分特点是富 MgO、FeO，贫 CaO、Al_2O_3 和 SiO_2。

矿物成分特点是缺乏长石、石英，富含富镁铁的矿物（蛇纹石、滑石、水镁石、菱镁矿、直闪石、镁铁闪石、紫苏辉石、透闪石、阳起石、绿泥石、黑云母和铁铝－镁铝榴石等）。

（三）特殊类型变质岩的化学成分和矿物成分特点

除上述五个常见的化学类型外，尚存在硅质、铝质、铁质、锰质、磷质和碳质等六个特殊类型，它们是一些较少见的副变质岩石，以某个元素和某个矿物特别富集为特征（表 21－2），常常构成有工业价值的矿床。

表 21－2 特殊类型变质岩基本特征

化学类型	化学成分特征（质量分数，w_B）	矿物成分特征（体积分数，φ_B）	原 岩
硅质	$SiO_2 > 80\%$	$Q > 75\%$	硅质岩、石英砂岩
铝质	$Al_2O_3 > 40\%$	$Als > 50\%$	铝土矿
铁质	$FeO + Fe_2O_3 > 30\%$	铁矿物 >10%	铁质沉积岩
锰质	$MnO > 10\%$	锰矿物 >5%	锰质沉积岩
磷质	$P_2O_5 > 5\%$	磷灰石 >15%	磷质沉积岩
碳质	$C > 1\%$	石墨 >5%	碳质页岩

（据 Sang & You，1988；桑隆康，1992）

三、变质岩的结构构造

（一）概述

变质岩的结构构造和化学成分、矿物成分一起，是变质岩的最基本的特征，是恢复原岩、再造变质作用历史及岩石分类命名的标志。如果说变质岩的化学成分主要反映原岩特点，变质岩的矿物成分主要反映变质作用条件，那么结构构造则主要是变质作用机制的反映。在研究变质作用机制方面，结构构造的作用是化学成分、矿物成分所代替不了的。由于变质作用机制复杂多样，因而，与火成岩、沉积岩相比变质岩结构构造更加复杂。

由变质结晶产生的变质矿物称为**变晶**（blast），变晶的形状、大小和相互关系反映的结构统称为**变晶结构**（crystalloblastic texture），这是变质岩中最普遍的结构类型。岩石遭受变形，会产生粒度减小等结构效应，这类结构称为**变形结构**（deformation texture），主要见于动力变质岩中。此外，在一些情况下，特别是低级变质岩中，往往可保留原岩结构特点，称

为**残余结构**（relict texture）或**变余结构**（palimpsest texture）。变晶结构、变形结构和变余结构是变质岩结构的三大类型，详细划分后面再叙述。其中变晶结构和变形结构是在变质作用过程中形成的，可统称为**变质结构**（metamorphic texture），而变余结构总是与变质结构相伴生。

与变质岩结构有变质结构和变余结构之分一样，变质岩构造也可分**变质构造**（metamorphic structure）和**变余构造**（palimpsest structure）两大类。变余构造是因变质作用不彻底，而保存的原岩构造，又称为**残余构造**（relict structure），多见于低级变质岩中，与变质构造相伴生。变质构造分**定向构造**（directional structure）和**无定向构造**（nondirectional structure）两类。定向构造的特点是非等轴颗粒近平行排列，出现优选方位，是偏应力作用下岩石变形的结果，多垂直于最大压应力方向发育。其形成机制包括机械旋转、粒内滑移、优选成核、优选生长（压溶）等（图 21 – 4）。由于多数变质作用都有偏应力参与，因此定向构造在变质岩中非常普遍。无定向构造的特点是颗粒无定向、随机分布，说明变质作用是在缺乏偏应力条件下进行。通常出现在接触热变质岩、交代变质岩、埋藏变质岩和洋底变质岩中。在描述岩石结构构造特征时，“microstructure”（**显微构造**）和“fabric”（**组构**）也是两个在文献中常见的术语，与构造学关系密切。显微构造是光学显微镜或电子显微镜尺度观察到的颗粒大小、形状和空间关系特征，含义与结构在很大程度上是一致的（Mason，1990）。而术语“组构”的含义有不同看法。Mason（1990）将其定义为“岩石中矿物的空间关系”，而 Raymond（1995，2002）认为组构是“岩石构造和结构特征的总和”。《Glossary of Geology》（2005）对“fabric”的解释是变形岩石中一切组成部分的空间及几何位形，涵盖结构、构造及优选方位。鉴于上述原因，这两个术语本教材中将不予采用。

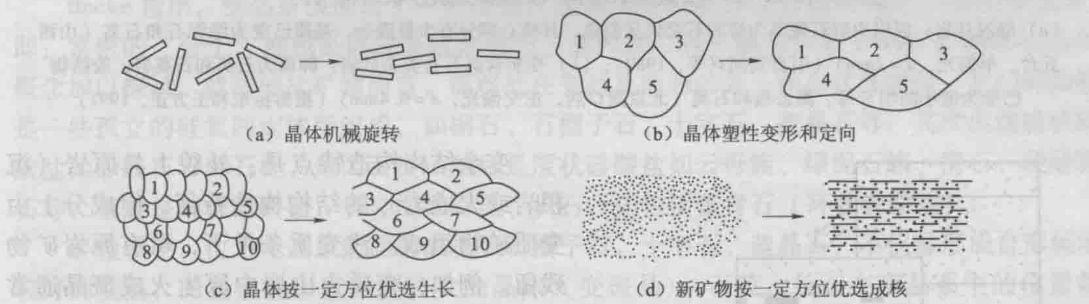


图 21 – 4　优选方位形成机制

（据 Spry，1969）

（a）随着基质的流动，长柱状晶体机械旋转；（b）由粒内滑移引起的塑性变形；（c）优选生长，以消耗其他颗粒使有些方位（颗粒 1 至 10）选择性生长；（d）优选成核作用，结晶过程在某些限定的方位成核

（二）变余结构构造

变余结构构造是恢复原岩性质最可靠的证据之一，主要见于浅变质岩中。资料表明，即使在深变质区，仍可找到某些变余结构构造，尤其是那些比较粗大的原岩结构构造，如层状构造、枕状构造等，岩石的变形和变质，未能完全改造它们，使之得以保存。英文岩石学术语中，用前缀 blasto – 表示“**变余**”的意思。如 blastoporphyritic texture（**变余斑状结构**）、blastobedding（**变余层理**）等。变余层理多直接称为层理。

岩浆结晶型原岩经变质后常见变余辉长结构、变余辉绿结构、变余斑状结构（图 21 – 5a）等变余结构，变余气孔构造、变余杏仁构造、变余流纹构造和变余枕状构造等变余构造。变余枕状构造为变质海相熔岩所特有，上述变余结构构造均可部分保留至中级变质相（角闪岩相）。变余斑状结构甚至可保留至麻粒岩相。

火山沉积型原岩在浅变质条件下可残存各种火山碎屑结构（变余岩屑结构、变余晶屑结构、变余玻屑结构等）。变质较深时，火山碎屑外形轮廓逐渐消失。但由于火山碎屑的成分、结构与基质不同，变质后，常表现为在较均匀变质岩基质中具有不同的矿物或结构，并具一定外形轮廓（有时是模糊的）的集合体团块。

正常沉积型原岩经变质后最常见的是变余砂状结构（图 21－5b）、变余砾状结构、变余层理构造（粒序层理等）（图 21－6）及波痕、龟裂等层面构造。它们可保存在所有变质带中。变余泥质结构一般只出现在变质很浅的岩石中，在绿片岩相即已消失。

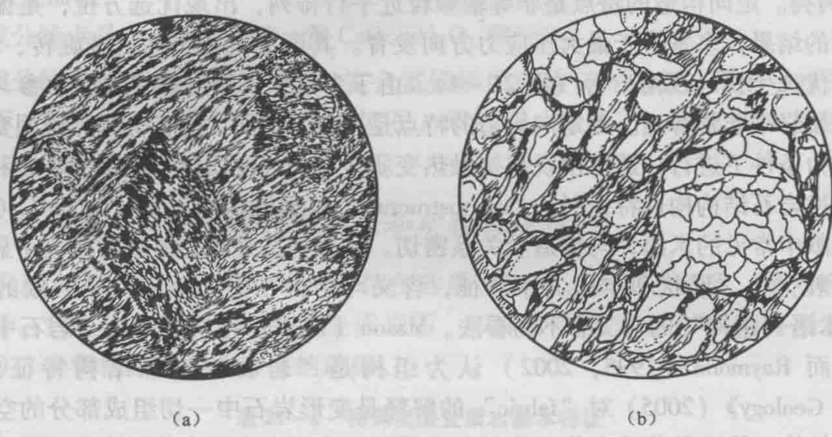


图 21－5　变余斑状结构（a）和变余砂状结构（b）

（a）绿泥片岩：原岩中辉石斑晶为绿泥石交代呈假象，其核心部分有少量残余，基质已变为绿泥石和石英（山西五台，单偏光，$d=2$mm）（引自贺同兴等，1980）；（b）变质含砾石石英杂砂岩：碎屑为石英和石英岩，胶结物已变为细小的绢云母、黑云母和石英（北京周口店，正交偏光，$d=6.4$mm）（据游振东和王方正，1991）

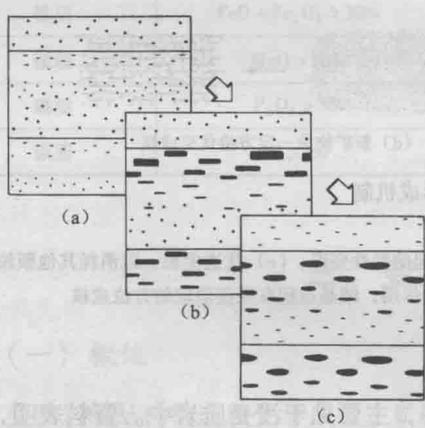


图 21－6　向上变细的原生沉积粒序层在变质作用期间变成向上变粗的逆粒序层

（据 Passchier et al.，1990）

原生构造（a）由于富铝变斑晶的过度生长，在富铝泥质岩层的顶部变斑晶的粒度最大（b）；后来的变形（c）可能仍保存着这个逆转的层序，但使这些铝硅酸盐变斑晶的成因变得不清楚了

变余结构构造特点是：外貌上具原岩（沉积岩或火成岩）的结构构造特征，但成分上由变质矿物组成。浅变质条件下，可有原岩矿物残留。例如，变质火山岩中原生火成斑晶通常为大量细小晶体作为其假象保留斑晶原始外形，有时局部可见到原斑晶矿物残留，岩石总的外貌显示斑状结构特征（图 21－5a）。通常在变质玄武岩中可看到阳起石、绿泥石呈原生单斜辉石假象、蛇纹石呈橄榄石假象。在变质碎屑岩中，原岩碎屑外形通常得到保存，胶结物则已重结晶为云母、石英等变质矿物（图 21－5b）。原生沉积层理或火成层理在变质作用过程中可通过矿物定向生长、深熔脉体的顺层产出和火成岩脉的顺层侵入而得到加强。原生粒序层构造有可能在变质作用中形成逆向粒序层，其中变质矿物的粒度向上增大（图 21－6）。这种现象在中级变质作用下发生，并且可能一直持续到高级变质作用条件下。

（三）变质结构

1. 变晶结构

（1）一般特点

变晶结构是岩石在基本保持固体状态下结晶形成的。固体状态下晶体生长不像在熔浆中或溶液中那样有较大的自由空间，因此晶体生长是不自由的。而且，固体状态下的化学反应也不像熔浆中和溶液中那样容易反应完全。此外，变质结晶往往有偏应力参与。这就决定了变晶结构具有自形程度较差、粒度较细、包裹体多、反应现象常见、常具有定向性等特点。这些特点可将变晶结构与岩浆结晶结构和溶液结晶结构相区分。

与岩浆结晶结构类似，变晶结构按变晶粒度、自形程度、形状、包裹关系、反应关系进一步划分。晶体自形程度、相对大小和包裹关系是判别火成岩中晶体形成先后关系的标志，但一般不能用来判断变晶先后关系。变晶的自形程度、相对大小甚至包裹关系取决于晶体在固体状态下形成自形晶的能力（**成面能，**form energy）和生长速度。而判断变晶先后要靠变晶之间的反应关系研究。部分情况下变晶的包裹关系也反映变晶的先后关系。

“成面能”是一种物理性质，它随不同矿物而有变化。F. Becke（1913）曾经提出区域变质岩中矿物可按照在固态生长条件下结晶成完好晶面的相对能力，可自大至小排出经验性的顺序，称为**变晶系**（crystalloblastic series）。结晶片岩中的变晶系如下：

榍石、金红石、赤铁矿、钛铁矿、磁铁矿、石榴子石、电气石、十字石、蓝晶石、矽线石、硬绿泥石、钠长石、白云母、黑云母、绿泥石、石英、堇青石、正长石、微斜长石。

Becke 指出，变晶系很接近于一种按密度递减的排列顺序，并因而得出一条经验规律，即：紧密的“分子”堆积是促成高成面能的主要因素。这一观点后来 Eskola 按晶体构造的概念加以探讨。就硅酸盐矿物而言，那些处在变晶系前列的是一些岛状硅酸盐，它们的晶格是一些孤立的硅氧四面体所组成，如榍石、石榴子石、十字石、蓝晶石等；其次出现链状硅酸盐如矽线石、辉石类、角闪石类；然后是层状硅酸盐如云母族、绿泥石族、滑石、硬绿泥石等；最后是架状硅酸盐，明显的如石英、长石，还包括堇青石（环状硅酸盐）。

经验表明，位于变晶系前面的矿物如石榴子石、十字石、蓝晶石，不仅易形成自形程度较好的变晶，而且往往形成粒度较大的晶体（变斑晶）。石英、长石在变晶系中的位置靠后，在变质岩中往往形成粒度小的他形变晶，很少形成变斑晶。而在火成岩中，石英、长石斑晶却很常见，这也是火成岩与变质岩的一个明显差异。

（2）变晶结构的主要类型

变晶结构可归纳为反映变晶粒度、自形程度和形状特征的变晶结构，反映变晶之间包裹关系的变晶结构（变嵌晶结构）和反映变晶之间反应关系的变晶结构（反应结构）三类。在岩石结构术语中，后缀英文用 - blastic（变晶）描述变晶结构。如 porphyroblastic texture（斑状变晶结构）。

◎ 反映变晶粒度、自形程度和形状特征的变晶结构：按主要变晶粒度，变晶结构分为**粗粒**（coarse grained，>2mm）、**中粒**（medium grained，2～1mm）、**细粒**（fine grained，1～0.1mm）和**微粒**（micrograined，<0.1mm）等类型。这个粒度划分比火成岩粒度划分要细，粗粒级仅相当于火成岩的中粒级。这是因为与火成岩相比，变质岩的粒度细得多。

变晶按自形程度也有自形、半自形、他形之分。按显示的主要自形程度，变晶结构分为**自形变晶**（idioblastic）、**半自形变晶**（hypidioblastic）和**他形变晶**（allotrioblastic）等类型。

上述结构术语通常作形容词加在描述变晶粒度分布和变晶形状的结构名称前面，或在矿物描述中针对具体矿物描述。

在粒度分布方面，如果岩石中所有颗粒粒度近相等，则称为**等粒结构**（homogranular texture）（图 21 - 7a）。若颗粒粒度显著不同，且无占优势的粒度，则称为**不等粒结构**（heterogranular texture）（图 21 - 7b）。若颗粒粒度呈双峰式分布，大颗粒（**变斑晶**，porphyroblast）为细小颗粒（**基质**，matrix）包围，则称为**斑状变晶结构**（porphyroblastic texture）（图 21 - 7c）。变斑晶和基质通常由不同矿物组成。

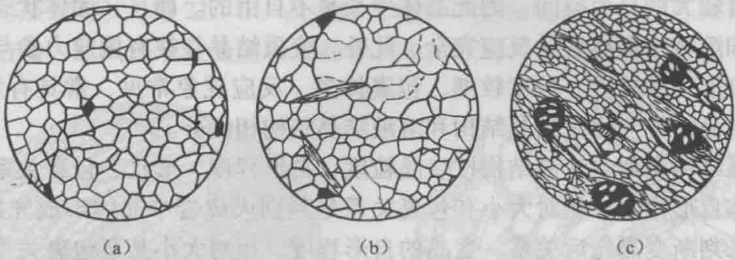
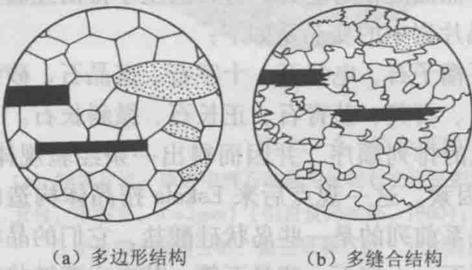


图 21 - 7　等粒结构（a）、不等粒结构（b）和斑状变晶结构（c）

（据 Raymond，1995，有修改）

（a）（b）变质橄榄岩；（c）石榴子石 - 黑云母 - 斜长石 - 白云母 - 石英片岩



（a）多边形结构　（b）多缝合结构

图 21 - 8　粒状变晶结构

（据 Passchier，1990 改编）

白色表示粒状矿物（石英、长石）；麻点状区域表示柱粒状（角闪石、辉石）；黑色表示片状（云母）

由于不同矿物的结晶习性不同，因而岩石中不同矿物具有不同的形状。变晶结构中，主要为等轴、近等轴状颗粒者，称为**粒状变晶结构**（granoblastic texture，也译作**花岗变晶结构**）（图 21 - 8）。视颗粒边界形状不同进一步分为两种：边界呈直线状或微弯状者称为**粒状变晶多边形结构**（granoblastic-polygonal texture）（图 21 - 8a），这种结构在高级变质岩中是典型的；当颗粒边界为叶片状或锯齿状时，则称为**粒状变晶多缝合结构**（granoblastic-polysutured texture）（图 21 - 8b），这种结构多见于低级变质岩中。从锯齿状边界至直线状边界是变晶生长中的边界调整过程。

变晶结构中，以板状或叶片状矿物为主者称为**鳞片变晶结构**（lepidoblastic texture）（图 21 - 9a），以针状或长柱状矿物为主者称为**纤状变晶结构**（nematoblastic texture）（图 21 - 9b）。但当板、片、柱状矿物为主，无定向分布时，称为**交叉结构**（dicussate texture）或**横交结构**（diablastic texture）（图 21 - 9c）。含有由板状至针状矿物的发散束状集合体组成的结构称为**束状结构**（sheaf texture）（图 21 - 9d）。

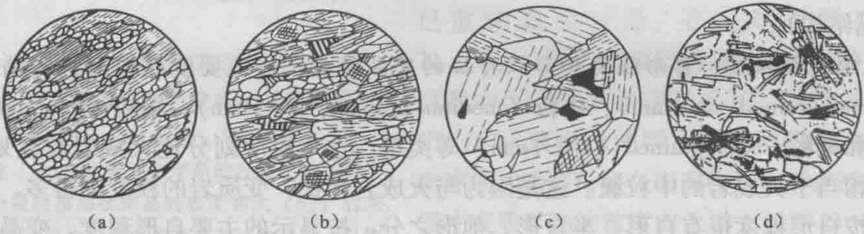


图 21 - 9　鳞片变晶结构（a）、纤状变晶结构（b）、交叉结构（c）和束状结构（d）

（a）绿泥石 - 钠长石 - 石英 - 白云母片岩；（b）斜长石普通角闪石片岩；（c）透闪石 - 绿泥石岩；（d）硬绿泥石角岩。（a）（b）（c）据 Raymond（1995）改编；（d）采自北京西山

具体岩石的变晶结构基本名称通常由粒度和形状综合而成。如图 21－9b 的结构可描述为不等粒粒状变晶－多边形结构。对斑状变晶结构的岩石，在描述时还要指出基质的结构。如图 21－9c 的结构可描述为“斑状变晶结构，基质具细粒粒状变晶－多边形结构”。

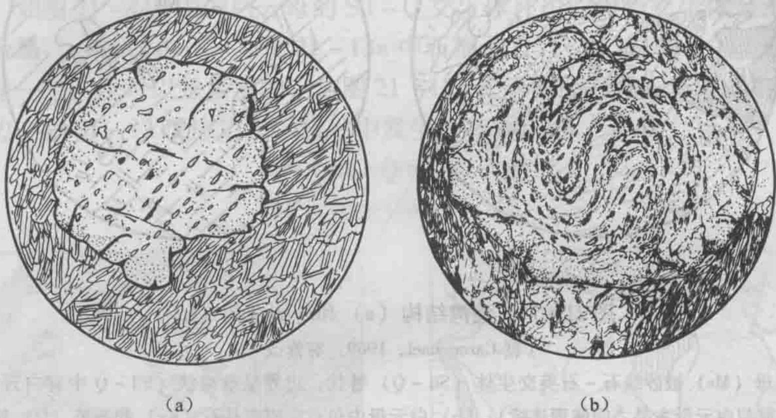


图 21－10　残缕结构（a）和雪球结构（b）

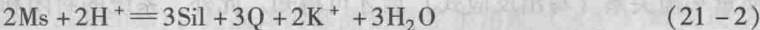
（a）石榴子石－云母片岩（北京西山，单偏光，$d=1.84$mm）（据游振东和王方正，1991）；
（b）绿泥石化石榴子石－黑云母片岩（山东新泰，单偏光，25×）（据程裕淇等，1963）

◎ 变晶之间的包裹关系——嵌状变晶结构（poikiloblastic texture）：特点是大颗粒包含有细小颗粒包裹体。这样的大颗粒称为**变嵌晶**（poikilolblast）。如图 21－9c 中变斑晶石榴子石即是变嵌晶。当包裹体很多，变嵌晶呈筛状时，则称为**筛状结构**（sieve texture）。当包裹体定向排列时，则称为**残缕结构**（helicitic texture）（图 21－10a）。若残缕强烈弯曲呈 S 形，状如雪球，又称为**雪球结构**（snowball texture）（图 21－10b）。雪球结构指示变嵌晶生长时发生同构造旋转，可用来判断剪切方向。

变晶的这种包裹关系通常解释为大矿物（变斑晶）长得比周围矿物快而把它们包裹起来与基质分开，即变斑晶与包裹矿物是基本同时的。但这只有当被包裹的矿物可在基质中见到时（基质矿物包裹体）才能成立。否则，包裹体可能是早期矿物反应残留，它们在基质中完全消失，仅保存在变斑晶之中。这种情况下，包裹体为我们提供一个研究变质反应历史，再造 $P-T$ 轨迹早期段落的有价值线索（参见图 21－2）。包裹体还可以是晚期反应的产物，例如出溶条片。这些晚期包裹体是再造 $P-T$ 轨迹晚期段落的依据（见图 21－2）。后两种情况下包裹体与主晶之间的关系为反应关系，显然研究反应关系是非常有意义的。

◎ 变晶之间的反应关系——反应结构：当变质反应或交代反应不彻底，未达平衡时，反应物与生成物共存，结构上可反映出它们之间的反应关系，这类结构称为**反应结构**（reaction texture）或**不平衡结构**（disequilibrium texture）（见图 20－2b）。

先成矿物为后成矿物代替，二者之间的边界是十分明显的，往往呈港湾状，称为**港湾结构**（embayed texture）。边界线尖角通常指向先成矿物，在后成矿物中还可找到先成矿物的残留，残留保持了与先成矿物的光性连续性。如图 21－11a，矽线石－石英交生体（Sil－Q）交代白云母（Ms），边界呈港湾状，在边界附近矽线石－石英交生体中白云母有规则状残留。由此可得出交代反应：



$$2Ms + 2H^{+} = 3Sil + 3Q + 2K^{+} + 3H_2O \qquad (21-2)$$

当反应进一步增强，先成矿物可被后成矿物分割成孤立分散的岛屿状残留，称为**岛屿结构**（island texture）。这些彼此分离的岛屿有一致的光性，暗示它们原先是同一个矿物。如图

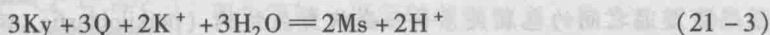


图 21－11　港湾结构（a）和岛屿结构（b）

（据 Carmichael，1969，有修改）

（a）白云母（Ms）被矽线石－石英交生体（Sil－Q）替代，边界呈港湾状（Sil－Q 中有白云母残留，白云母残留与白云母主晶之间解理连续）；（b）白云母中包有先成蓝晶石（Ky）和石英（Q）岛屿，岛屿在光性上是连续的，白云母中还含有晚期针状矽线石

21－11b 所示，大的白云母晶体中包有光性连续的蓝晶石（Ky）、石英（Q）岛屿，暗示发生下列交代反应：



$$3Ky + 3Q + 2K^{+} + 3H_2O = 2Ms + 2H^{+} \qquad (21-3)$$

有意思的是，反应（21－3）的生成物恰是反应（21－2）的反应物。将两反应相加即得到蓝晶石、矽线石的多形转变反应（矽线石等变线临界反应）：



$$3Ky = 3Sil \qquad (21-4)$$

图 21－11a 和图 21－11b 所示正是见于苏格兰高地矽线石等变线上的同一个变泥质岩中。在该岩石中，从未观察到矽线石在蓝晶石边缘或内部直接替代蓝晶石的简单多形转变现象，而是见到如图 21－11 所示的矽线石分布于石英或白云母之中，Sil－Q 交生体交代白云母，而白云母交代蓝晶石、石英的现象，即见到的是反应（21－2）和反应（21－3）。这个重要现象是 Carmichael（1969）发现的。他认为，这说明像 Ky ═ Sil 这样简单的反应可能有复杂的反应机理，可能包括像反应（21－2）和反应（21－3）这样的一些连续阶段。反应（21－3）要求的 K^{+} 和 H_2O 由反应（21－2）提供，而反应（21－3）产生的 H^{+} 则恰是反应（21－2）所需要的。这两个交代反应在同一个岩石的小范围内同时进行，其总的效果（即净反应）就是 Ky ═ Sil 的简单多形转变反应（21－4）（图 21－12）。他把这样的通过内部各阶段的协调循环进行的反应称为**循环反应**（cyclic reaction）。

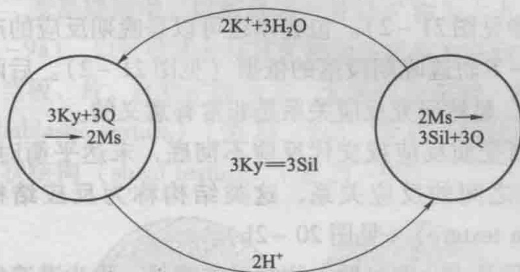


图 21－12　Ky ═ Sil 净反应的可能循环反应模式

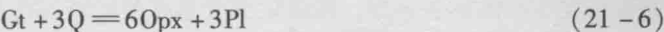
（据 Camichael，1969）

由上述还可以看出，一个反应结构代表的是变质反应还是交代反应，需研究反应前后的质量平衡关系（写出反应式）后才可得知。此外，系统的封闭和开放有一个观察尺度问题。由图 21－11 看出，该岩石在显微镜视域尺度上（如图 21－11a，b），系统是开放的。而在标本或薄片尺度上，系统是封闭的。

当后成矿物呈环状全部或部分包绕先成矿物，作为先成矿物的包边或环边时，后成矿物包壳或环边称为**反应边**（reaction rim）或**冠状体**（corona）（图 21－13）。反应边可以是一种矿物，如图 21－13a 中单斜辉石（Cpx）的斜方辉石（Opx）环边。也可以是两个以上矿物的交生体，如图 21－11a 中的白云母的 Sil－Q 交生体环边。而当交生体呈细小蠕虫状时，则称为**后成合晶**（symplectite）。如图 21－13a 中石榴子石（Gt）的 Opx－Pl 后成合晶环边。反应边可以是一层，也可以是多层的，如图 21－13b 中石榴子石与石英之间的斜长石环边和斜方辉石环边。图 21－13 反应边指示岩石中发生了变质反应：



$$Gt + Cpx + Q = Pl + Opx \tag{21-5}$$



$$Gt + 3Q = 6Opx + 3Pl \tag{21-6}$$

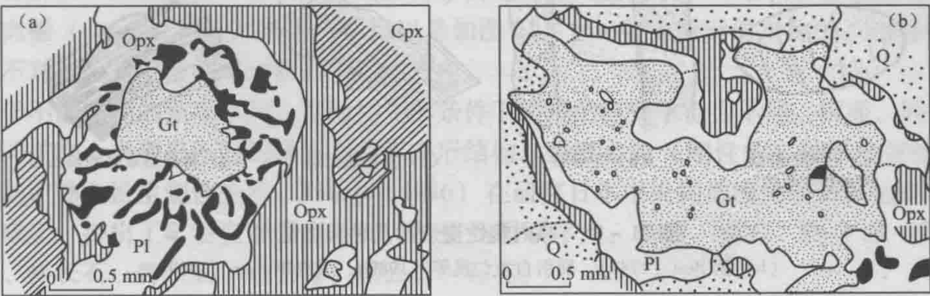


图 21－13　反应边（冠状体）（南极 Rauer 岛）

（据 Harley，1989）

（a）石榴子石（Gt）具 Opx－Pl 后成合晶环边，单斜辉石（Cpx）具斜方辉石（Opx）环边；

（b）石榴子石（Gt）与石英（Q）之间的斜长石（Pl）、斜方辉石（Opx）环边

这是高级变质岩（麻粒岩）中常见的指示近等温减压 $P-T$ 轨迹的变质反应（Harley，1989）。当后成矿物完全或几乎完全替代先成矿物，但仍保留先成矿物外形时，称为**假象**（pseudomorph）。假象可是一种矿物的单晶或集合体，也可是多个矿物的交生体或后成合晶，其中可有少量先成矿物残留（图 21－5a）。

反应结构和嵌状变晶结构反映的是变晶之间的相互关系，通常不在岩石总体结构名称中反映，而在具体描述矿物的部分叙述。

2. 变形结构

变形结构是变形机制的反映，因变形机制的不同而有不同的特点。变形结构是动力变质岩的特征，也见于区域动热变质岩中。观察变形结构除了从岩石薄片或手标本角度外，也从更小尺度的晶内和晶界角度观察（文献中常称其为显微构造）。在描述岩石时，晶内和晶界变形结构通常在矿物成分和特点中描述。

（1）晶内和晶界变形的结构表现

晶内和晶界变形结构反映晶粒脆性变形、晶内塑性变形和扩散流动。

◎ 晶粒脆性变形：最初表现为矿物的裂纹（图 21－14a），进一步则沿颗粒边缘或裂纹裂开破碎（图 21－14b，c）。碎裂是脆性变形条件下颗粒粒度减小的形式。

◎ 晶内塑性变形：晶内塑性变形结构包括由晶内不均匀滑移产生的波状消光、变形带、扭折带、变形双晶、变形纹（图 21－15）和由恢复产生的亚颗粒（图 21－16a）。

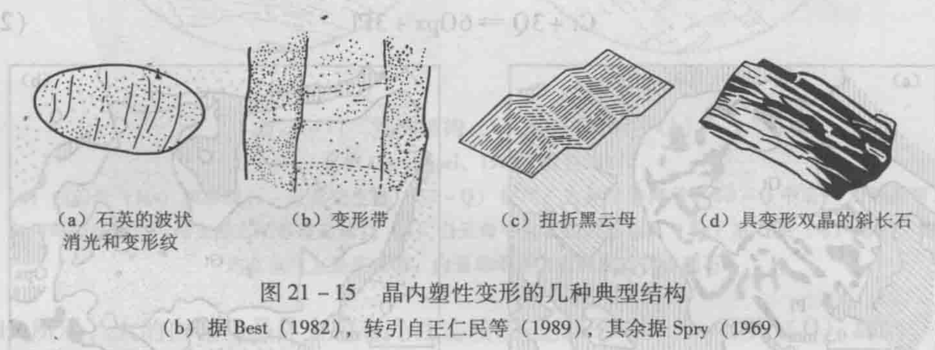
——波状消光（undulatory extinction）：是晶体内部晶格发生小角度（＜5°）畸变现象。其特点是：单偏光下几乎看不出颗粒受到任何破坏，但正交镜下可见界面不清晰的阴影（图 21－15a），旋转物台时，阴影（消光影）连续掠过晶粒。



（a）裂纹石榴子石　（b）碎裂石榴子石　（c）角闪石大晶体破碎成细小晶体集合体

图 21－14　晶粒脆性变形的结构特征

（据 Spry，1969）



（a）石英的波状消光和变形纹　（b）变形带　（c）扭折黑云母　（d）具变形双晶的斜长石

图 21－15　晶内塑性变形的几种典型结构

（b）据 Best（1982），转引自王仁民等（1989），其余据 Spry（1969）

——变形带（deformation band）：是滑移面弯曲的表现。其特征是：单偏光下晶体仍表现为完整的晶粒，但正交镜下却显示一系列近于平行、界面较清晰的消光带，晶体仿佛由不同消光位的条带组成（图 21－15b）。

——扭折带（kink band）：是滑移面尖锐弯曲的表现，是变形带的特例。其特点一是解理、双晶的尖锐扭折（图 21－15c），二是扭折带界面两侧光性方位有较大差异，正交镜下显示较明显不同的干涉色和消光位，比普通变形带的消光带界面更清晰、平直，与聚片双晶相似。

——变形双晶（deformation twins）：又称为**机械双晶**（mechanical twins），是双晶滑移的结果。通常为聚片或格子双晶，以双晶弯曲、叶片尖细、楔形尖灭于晶体内部等特征与普通的生长双晶相区别（图 21－15d）。

——变形纹（deformation lamellae）：多见于弱应变的石英晶体内（图 21－15a），是晶内滑动的产物。特征是显微镜下可见的晶体内平直或微弯的密集平行纹带。纹带极薄，通常宽度小于 0.002mm。单偏光下纹带与主晶之间有界面，升降镜筒可见到贝克线在界面附近移动，说明与主晶有折射率差异。正交镜下纹带与主晶干涉色稍有不同，说明与主晶有双折率差异。

——亚颗粒（subgrain）：是变形晶体通过消除位错恢复至无应变状态的恢复作用所形成的大量细小无应变颗粒（图 21－16a）。其特点一是细小（粒径一般小于 0.02～0.03mm）。二是相邻颗粒方位差小（不超过 10°），因而正交镜下模糊不清。亚颗粒集合体常呈拉长的扁豆状、带状，称为**丝带结构**（ribbon texture）。亚颗粒是塑性变形条件下颗粒粒度减小的主要形式。

◎ 扩散流动：自然界的扩散流动往往是通过粒间流体相进行的压溶。单个颗粒受压溶，在最大压应力方向溶解，在最小压应力方向沉淀。因而受压溶颗粒呈垂直最大压应力的压扁形状，有时可在原颗粒界面处留下尘点状轮廓（图 21－16b）。当结构不均匀岩石受应力作用时，刚性大颗粒（如变斑晶、砾石）周围会出现低应力区。高应力区溶解物质迁移至该区沉淀，从而在刚性颗粒周围形成**压力影**（pressure shadow）（图 21－16c，d）。压力影常由

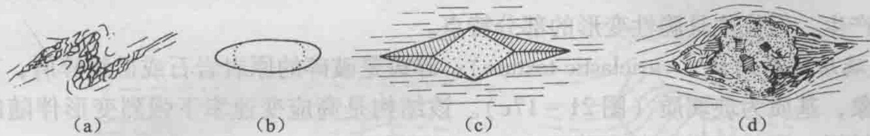


图 21 - 16　亚颗粒（a）、压溶颗粒（b）和压力影（c，d）

（a）糜棱岩中一纹带石英被亚颗粒替代；（b）受压溶的石英颗粒，尘点显示原颗粒轮廓；（c）围绕黄铁矿的压力裙；（d）石榴子石沿着面理的绿泥石鞘。（a）据 Best（1982），转引自王仁民等（1989）；（c）（d）据 Spry（1969）

石英、方解石和绿泥石等矿物组成。当压力影由定向排列的片状、纤维状矿物组成时，又可称为**压力裙**（pressure fringe）。压力影可以是如图 21 - 16c 和 d 所示的对称的，也可是不对称的。不对称压力影可用来判断剪切运动方向。

由于不同矿物的强度不同，在同样变形条件下表现的流变学行为不同。因而，同一薄片中的不同矿物会表现出不同的晶内、晶界变形结构。强度大的（刚性的）的矿物发生破裂，强度小的矿物会发生塑性变形。Takagi（1986）在研究日本中央构造线内花岗岩的矿物变形行为基础上，提出了矿物变形强度系列，从强到弱顺序为：锆石、榍石、褐帘石、磷灰石、角闪石、斜长石、钾长石、白云母、黑云母、石英。

变形强度从弱至强，形成碎斑的趋势减小，动态重结晶导致粒度减小的趋势增大。

（2）动力变质岩的变形结构

无论是脆性变形还是塑性变形，都趋向于使岩石细粒化，而且或多或少有大的原岩颗粒残留。因此，动力变质岩通常具有粒度的双峰式分布。大变形的原岩岩石或矿物颗粒称为**碎斑**（porphyroclast），细小颗粒称为基质，基质部分或全部导源于碎斑。碎斑与基质的比例反映变形强度，随着变形强度增大，碎斑含量减少，基质含量增加。而碎斑和基质的特点，特别是基质特点则反映变形机制。根据这些特点将动力变形岩的结构分为碎裂结构、糜棱结构和玻璃质碎屑结构三类（图 21 - 17）。



图 21 - 17　动力变质岩的结构

（a）碎裂结构（示意），断层角砾岩，基质中含氧化锰胶结物；（b）糜棱结构，斜长石 - 石英 - 白云母 - 绿泥石糜棱岩；（c）玻璃质碎屑结构，假玄武玻璃。（a）（b）据 Raymond（2002）

◎ 碎裂结构（cataclastic texture）：碎斑为大的破裂的岩石或矿物颗粒，基质为细小的同成分粉碎物质。有时基质中含有次生的 Fe、Mn、Ca 质胶结物（图 21 - 17a）。碎裂结构由岩石脆性变形产生。但在碎斑中可见到波状消光、变形纹等弱的晶内塑性变形现象。

◎ 糜棱结构（mylonitic texture）：碎斑通常是变形的原岩颗粒，常发育有波状消光、变形带、变形双晶、变形纹、压溶和压力影等晶内、晶界塑性变形结构，有时可具有裂纹等脆性变形特点。基质包括细小的应变颗粒和动态重结晶形成的亚颗粒、重结晶颗粒等无应变颗

粒，常呈丝带状（图 21－17b）。随着重结晶增强，重结晶物质含量增高。糜棱结构由岩石塑性变形产生，但往往具脆性变形的部分特点。

◎ 玻璃质碎屑结构（vitriclastic texture）：碎斑是破碎的原岩岩石或矿物碎屑，有时可见到熔蚀现象，基质为玻璃质（图 21－17c）。该结构是高应变速率下强烈变形伴随的部分熔融（剪切熔融、摩擦熔融）的产物。

3. 变形与变质结晶关系的结构标志

研究变形与变质结晶的关系，是研究变质地区的变质作用和构造演化历史的关键。按变质结晶与变形的关系，可将变晶区分为构造前变晶、同构造变晶和构造后变晶三类。在研究变形与变质结晶的关系时，除需注意变晶本身的结构特点外，还需注意面理交切关系：一次构造运动通常形成相应的同构造面理，根据面理交切关系可区分不同构造先后关系。此外，具残缕的变斑晶，尤其是残缕显示的晶内面理（S_i）与晶外面理（S_e）（基质面理）的关系，有很好的变形方式（剪切、挤压）和变形与变质结晶先后关系的指示意义。Zwart（1962）区分了变斑晶与基质面理关系的九种情况（图 21－18），这种关系在通过变斑晶中心且垂直于 *XZ* 应变面的切面上看得最清楚。

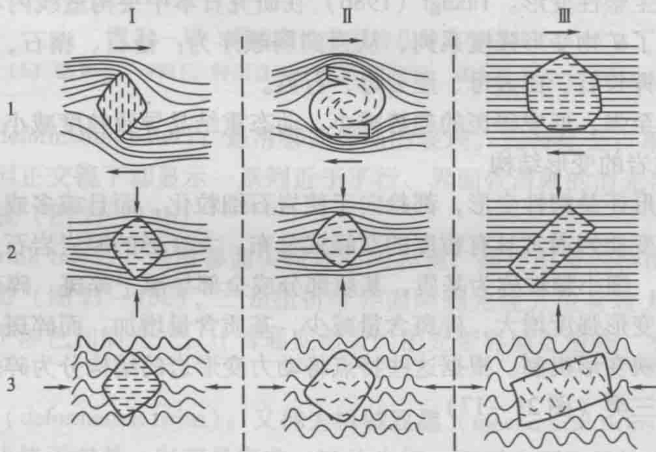


图 21－18　变斑晶与基质面理的关系

（据 Zwart，1962）

Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ列分别为变形前、变形同时和变形后；1、2、3 行分别为剪切、压扁和揉皱

（1）构造前变晶（pre-tectonic blast）

构造前变晶主要特征是受到变形，出现图 21－14、图 21－15 和图 21－16b、c、d 所示的晶内和晶界变形结构。构造前变斑晶晶内面理 S_i 在各种方式变形情况下都保持原定向不变，而变斑晶的存在干扰了晶外面理 S_e，造成二者不一致：剪切情况下由于变斑晶旋转造成 S_i 与 S_e 斜交（图 21－18 Ⅰ1）；受挤压时，围绕变斑晶的 S_e 被压扁（图 21－18 Ⅰ2）或揉皱（图 21－18 Ⅰ3）。

（2）同构造变晶（syntectonic blast）

图 21－16 所示的亚颗粒、压溶颗粒的生长边缘和压力影中的新生矿物都代表了同构造变质结晶。同构造变斑晶的包裹体是在一边变形一边生长过程中不断捕获的，S_i 不可能保持直线。其中心部分保持未变形时的状态，越往边部变形越强，越趋于与晶外片理一致。因此，同构造变斑晶的残缕反映了递进变形的过程；剪切使得变斑晶一边生长一边旋转，形成雪球结构（图 21－18 Ⅱ1）；挤压则使得 S_i 越往边部越强烈压扁（图 21－18 Ⅱ2）或越来越

强烈揉皱（图 21－18 Ⅱ3）。

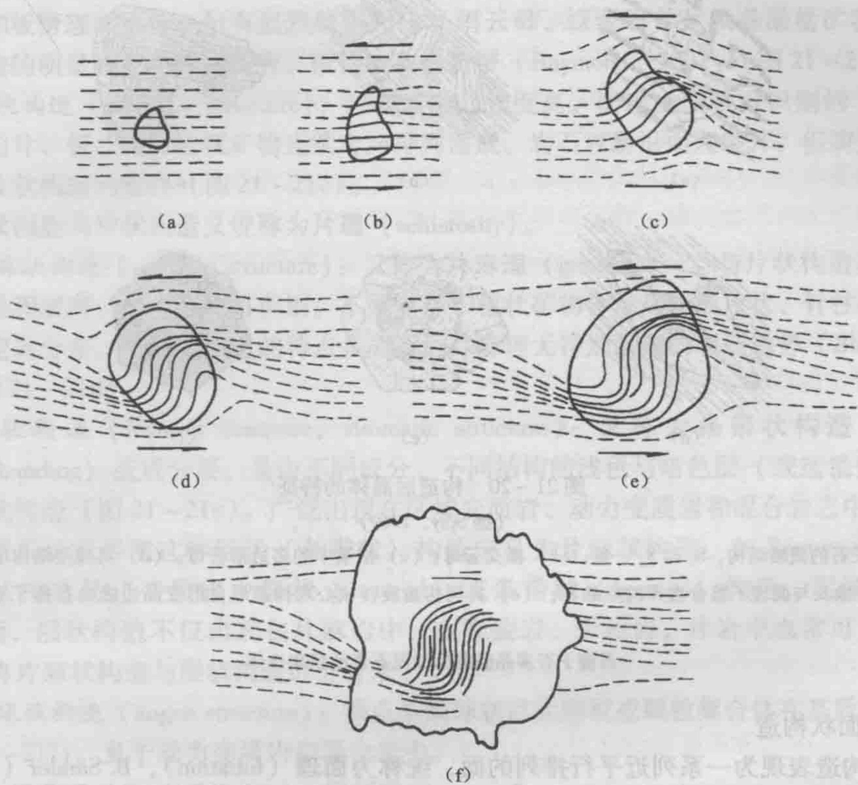


图 21－19　Raglan 山脉的一个同构造雪球石榴子石的生长和同时旋转的过程

（据 Spry，1969）

（a）－（e）表示变斑晶形成的连续阶段；（f）表示构造后生长。箭头示剪切方向，详见文中说明

具雪球结构的变斑晶是常见的同构造变晶，可用来判断剪切运动方向。图 21－19 表示了取自 Raglan 山脉的一个雪球石榴子石的生长过程。如该图所示，与石榴子石变晶生长的同时，基质中发育片理，晶体迅速生长把片理包在晶体之内（图 21－19a）。随着剪应力的加强，晶体和片理都开始转动和继续旋转（图 21－19b，c，d），一边生长、一边旋转，最后形成的 S 形包裹物与滚动的雪球相似，所以称为雪球结构（图 21－19e，晶粒逆时针方向转动 95°）。

（3）构造后变晶（post-tectonic blast）

构造后变晶是构造运动停止后在静力条件下重结晶的结果，以无定向及与岩石面理无关为特点。如：S_i 与 S_e 完全一致、边缘与 S_e 不整合的变斑晶，以及横交云母、褶皱中的多边形云母、作石榴子石假象的绿泥石无定向集合体（图 21－18 Ⅲ和图 21－20a，b，c，f）等。

一些变斑晶反映了复杂的生长史，它们具有残缕的核心和无残缕的边缘（图 21－19f 和图 21－20d，e）。在这种情况下，边缘是构造后结晶的产物，而核心由同构造结晶形成。

（四）变质构造

1. 定向构造

定向构造可分为面状构造和线状构造两大类，它们经常组合在一起。在露头上识别和测量面、线理是变质岩区野外常规地质工作，可以使地质学家获得变质岩区构造演化信息。

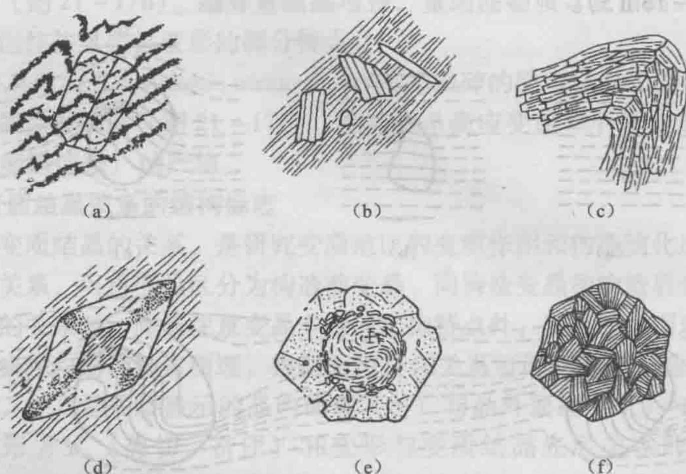


图 21－20　构造后晶体的特征

（据 Spry，1969）

（a）钠长石的残缕结构，S_i 与 S_e 一致；（b）横交云母；（c）褶皱中的多边形云母；（d）具残缕结构中心、十字结构外缘及与面理不整合边界的空晶石；（e）具同构造旋转核心和构造后自形变晶边缘的石榴子石；（f）作为

石榴子石多晶假象的绿泥石紊乱状集合体

（1）面状构造

面状构造表现为一系列近平行排列的面，统称为**面理**（foliation），B. Sander（1930）称为 **S 面**（S-surface，S-plane）。面理可以弯曲、扭折和褶皱。岩石中往往有不止一种面理。可以按其先后顺序以 S_1、S_2、S_3 等记录它们，以便于构造分析。

面状构造包括变余层理、板状构造、千枚状构造、片状构造、片麻状构造、层状（条带状）构造、眼球状构造和 S－C 面理等类型（图 21－21）。变余层理是最早的 S 面，记作 S_0。

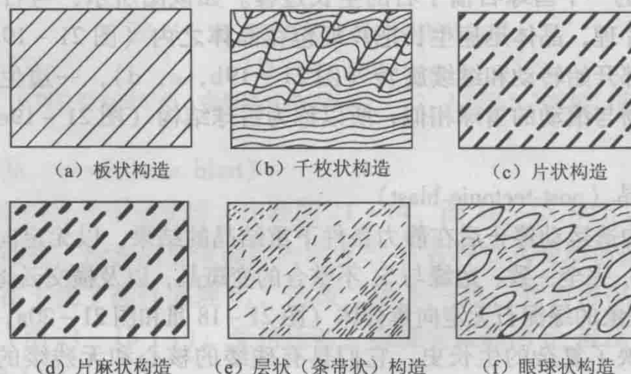


图 21－21　面状构造示意图

◎ 板状构造（slaty structure）：又称为**板劈理**（slaty cleavage），是重结晶程度很低（隐晶质）的低级变质岩典型的面理形式。通常由密集的间隔平面（劈理面）显示，沿着劈理面岩石容易裂开呈平整、光滑但光泽暗淡的板片（图 21－21a）。板劈理发育的岩石，称瓦**板岩**（roofing slate），是很好的建筑石材。

◎ 千枚状构造（phyllitic structure）：面理由细小的（多小于 0.1mm）片状硅酸盐定向

排列而成，重结晶程度比板状构造的高，但肉眼仍难以识别矿物颗粒。岩石易沿面理裂开，劈开面不如板劈理面平整，但有强烈丝绢光泽（绢云母、绿泥石等片状硅酸盐矿物造成）。千枚状构造的明显特征是存在折劈、微褶皱和扭折带（Raymond，2002）（图21－21b）。

◎ 片状构造（schistose structure）：岩石重结晶程度高。面理由肉眼可识别的（粒径>0.1mm）的片、板、针、柱状矿物连续定向排列而成。岩石较易沿面理裂开，但裂开面平整程度比千枚状构造的差些（图21－21c）。

千枚状构造和片状构造又统称为**片理**（schistosity）。

◎ 片麻状构造（gneissic structure）：又称为**片麻理**（gneissosity）。与片状构造相同点是岩石重结晶程度高，矿物肉眼可识别。不同点在于粒状矿物含量高，板片状、针柱状矿物在其中断续定向分布。片麻状构造的特点是岩石沿片麻理无特别强烈的裂开趋势（Blatt et al.，2006）（图21－21d）。

◎ 层状构造（layered structure，stromatic structure）：又称为**条带状构造**（banded structure，banding）或成分层，是由不同成分、不同结构的浅色与暗色层（或透镜体）互层构成的面状构造（图21－21e）。广泛出现在区域变质岩、动力变质岩和混合岩之中。

国外岩石学家多把这种层状（条带状）构造定义为片麻状构造。如Raymond（2002）认为片麻状构造是“变质岩中**层状**（layered）或**条带状**（banded）构造，层厚1mm至1m”。然而，层状构造不仅出现在片麻岩中，在糜棱岩、千枚岩、片岩中也常可见到。因此，我们将片麻状构造与层状构造区分开来。

◎ 眼球状构造（augen structure）：特点是眼球状巨大颗粒或颗粒集合体在基质中定向分布（图21－21f）。见于动力变质岩和混合岩中。

◎ S－C面理（S－C foliation）：剪切带内常常发育S面理和C面理两种面理，S面理为剪切带内面理，在剪切带内呈S形展布。而C面理为糜棱岩面理，实际上是一系列平行于剪切带边界间隔排列的小型强剪切应变带。常由更细小的颗粒或云母等矿物组成。两面理相交的锐角指向剪切方向（图21－22）。随着应变增强，锐角变小，最终两面理会互相平行。

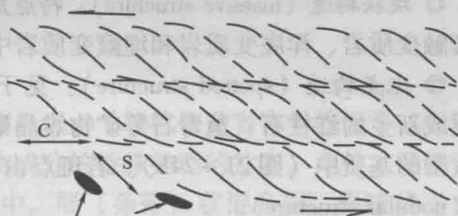
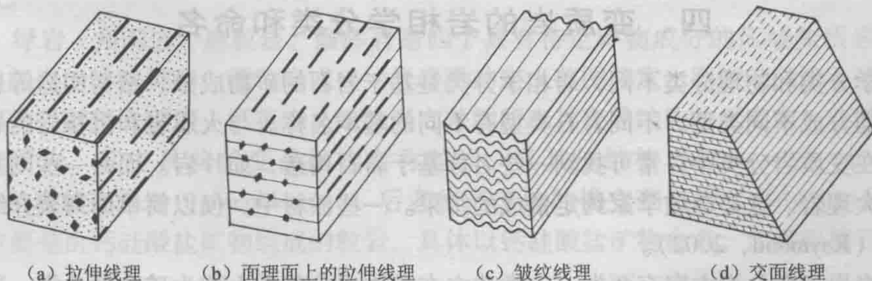


图21－22　S－C面理
（据朱志澄，1999）

（2）线状构造

线状构造即**线理**（lineation），是岩石中各种线状要素的平行定向排列。岩石中可有不同期线理，按先后顺序以L_1、L_2、L_3等记录。按线状要素的不同，线理可分为拉伸线理、皱纹线理、交面线理三类（图21－23）。



（a）拉伸线理　（b）面理面上的拉伸线理　（c）皱纹线理　（d）交面线理

图21－23　线理的类型

◎ 拉伸线理（stretching lineation）：拉伸线理是由针、柱、板状矿物（角闪石等）、等轴状矿物的棒状集合体（如石英棒）、拉长的岩石碎屑或拉长的砾石等的定向排列（图 21－23a），它指示拉伸方向。其中，针、柱、板状矿物的定向排列称为**矿物线理**（mineral lineation）。单独的拉伸线理很少见，绝大多数情况下拉伸线理是在面理面上（图 21－23b）。

◎ 皱纹线理（crenulation lineation）：皱纹线理是面理微褶皱的枢纽的平行排列（图 21－23c）。

◎ 交面线理（intersection lineation）：交面线理是两组面理的交线（图 21－23d）。

图 21－23b，c，d 是面理与线理三种组合形式。绝大多数情况下，线理都与面理同时出现，因此线理产状应在面理上测量。

2. 无定向构造

主要有块状构造、斑点构造、瘤状构造、角砾状构造和云染状构造等类型（图 21－24）。



（a）块状构造　（b）斑点状构造或瘤状构造　（c）角砾状构造　（d）云染状（阴影状）构造

图 21－24　无定向构造示意图

◎ 块状构造（massive structure）：特点是岩石中的矿物无定向且均匀分布（图 21－24a），见于接触变质岩、洋底变质岩和埋藏变质岩中。

◎ 斑点构造（spotted structure）：见于受轻微接触变质的泥质岩石中。特点是由铁质、炭质或新生的红柱石、堇青石等矿物雏晶聚集体呈不同形状、不同大小的斑点，不均匀分布在致密的基质中（图 21－24b）。若斑点由一两种矿物细小颗粒集合体组成，则称为**瘤状构造**（nodular structure）。

◎ 角砾状构造（breccia structure）：以含大的棱角状碎块为特征（图 21－24c），见于动力变质岩和混合岩中。

◎ 云染状（星云状、阴影状）构造（nebulitic structure）：见于强烈混合化岩石中，特征是浅色长英质物质（新成体）含量高，暗色变质原岩（古成体）几乎消失，仅残留有暗色矿物集中的斑点、条片或团块不均匀分布。它们与浅色长英质物质之间无明显界线，如星云状，有时可隐约的分辨出原岩轮廓（图 21－24d）。

四、变质岩的岩相学分类和命名

与化学分类和物理分类不同，岩相学分类是基于岩石的矿物成分、结构构造等岩相学特征把岩石划分成不同类型。不同岩石类型有不同的基本名称。与火成岩和沉积岩的岩相学分类不同。在变质岩分类中，常可找到一些名称基于岩石构造，如片岩。而另一些则基于矿物成分，如大理岩。这是地质学家约定俗成的结果。一些教材中，仅以简单的列表介绍变质岩岩石名称（Raymond，2002）。

变质岩岩相学分类方案有两类：一类建立在矿物成分基础上称为**矿物学分类**，通常限于结晶质的区域变质岩，用矿物含量在双三角形分类图解上的投影点位置得出岩石的基本名称，称为矿物学分类，最著名的是 Winkler（1976）的分类；另一类主要考虑结构构造，用

岩石最显著的结构构造等特征划分岩石的基本类型，称为**结构分类**。Best（2003）的分类和 Raymond（2002）的分类是结构分类的代表。由于矿物学分类基本名称采用片岩、片麻岩等结构构造名称，会出现岩石名称与岩石构造不符合的问题。而结构分类中岩石的基本名称与结构构造等最显著的特征一致，容易掌握，便于野外工作。近十年来国外岩石学教材均采用变质岩的结构分类，已成为变质岩岩相学分类的主流，因而本教材亦采用变质岩的结构分类。所有分类在命名岩石时都遵循以下两个原则：①“以矿物名称 + 基本名称命名岩石，基本名称前矿物以含量增加为序排列，含量高的矿物靠近基本名称，参与命名的矿物数目通常不超过 4 个”的原则。基本名称前不同矿物之间在英文文献中通常用连字符“ - ”隔开。如 Gt - Ch - Ms - Q schist（石榴子石 - 绿泥石 - 白云母 - 石英片岩）；② 当岩石的变余结构构造非常发育，原岩十分清楚时，则以“变质（meta - ） × × 岩”命名。其中“ × × 岩”是原岩名称。如：**变质长石砂岩**（meta-arkose）、**变质砾岩**（metaconglomerate）、**变质玄武岩**（meta-basalt）、**变质辉长岩**（metagabbro）等。

本教材建议的变质岩岩相学分类（表 21 - 3）是在 Best（2003）和 Raymond（2002）的分类基础上拟定的。把变质岩分为面理化和无面理至弱面理化两大类。进一步按地质产状、结构构造和矿物成分特征划分基本类型。该分类像 Raymond 分类一样，力图最大限度地反映基本岩石类型的岩相学特征，同时又像 Best 分类一样，避免使用不常用的岩石名称。分类中保持了板岩、千枚岩、片岩、片麻岩、碎裂岩、糜棱岩等基本名称的构造定义，也保持了大理岩、石英岩、蛇纹岩、榴辉岩等基本名称的矿物成分定义。一些岩石类型如片岩、角岩中，列出了一些有特殊定义的亚类名称，如绿片岩、蓝片岩、钙硅酸盐角岩、钠长 - 绿帘角岩等。值得特别指出的是，地质产状对无面理至弱面理化岩石的基本类型划分尤其重要。分类要点如下：

（一）面理化变质岩类

岩类划分完全取决于构造，即具板状构造者为板岩、千枚状构造者为千枚岩等，与地质产状无关。绿片岩、蓝片岩和白片岩是具特定矿物成分的特殊类型的片岩。此外，糜棱岩通常具糜棱结构、S - C 面理构造，产于韧性剪切带中。层（条带）状混合岩、眼球状混合岩在国外常称为层（条带）状片麻岩、眼球状片麻岩。

（二）无面理至弱面理化变质岩类

这类岩石的划分，地质产状、矿物成分很重要。

（1）脆性断层岩按结构分为构造角砾岩、构造砾岩、碎裂岩和假玄武玻璃四类。

（2）大理岩、石英岩和蛇纹岩是三类完全取决于主要矿物的变质岩类型，而不考虑其地质产状。

（3）绿岩、角闪岩、麻粒岩、榴辉岩是四个具有特定矿物成分的区域变质岩，绿帘角闪岩是角闪岩的特殊类型。而粒岩或 × × 岩岩类的定义范围较宽，用来定义除上述绿岩、角闪岩等四类岩石和大理岩、石英岩、蛇纹岩之外的所有具变晶结构的无定向、块状构造的其他区域变质岩。其中具粒状变晶结构者称粒岩，具其他结构者称 × × 岩。前者相当于 Raymond 的**粒状变晶岩**（granoblastite），后者相当于他的**横交变晶岩**（diablastite）。钙硅酸盐粒岩主要是由钙硅酸盐矿物组成的粒岩，具体以钙硅酸盐矿物命名，如钙铝榴石 - 透辉石粒岩。

粒岩或 × × 岩的这个宽松的定义的方便之处是使我们可以用它来命名基本名称不好命名的区域变质岩石。如主要由长石、石英组成的无面理的区域变质岩，称长英粒岩。由蓝晶

表 21－3　本教材建议的变质岩岩相学分类

岩　类			说　明
面理化变质岩		糜棱岩（mylonite）	具糜棱结构的动力变质岩，通常具 S－C 面理构造
		板岩（slate）	具板状构造的变质岩。如：钙质板岩、铁质板岩
		千枚岩（phyllite）	具千枚状构造的变质岩。如：绢云母－石英－千枚岩
		片岩（schist）	具片状构造的变质岩，如：蓝晶石－绿泥石－白云母片岩
		绿片岩（greenschist）	主要由钠长石、绿帘石和阳起石、绿泥石组成的绿色片岩
		蓝片岩（blueschist）	含蓝闪石的片岩总称。如：蓝闪石－钠长石－绿泥石片岩
		白片岩（whiteschist）	主要由滑石、蓝晶石组成的浅色片岩
		片麻岩（gneiss）	具片麻状构造的变质岩。如：石榴子石－黑云母－斜长石片麻岩
		眼球状混合岩（augen migmatite）	具眼球状构造的混合岩，眼球状新成体分布于古成体中
		层（条带）状混合岩（stromatite）	具层状（条带状）构造的混合岩，新成体与古成体互层
无面理至弱面理化变质岩	脆性断层岩	构造角砾岩（tectonic breccia）	具碎裂结构、角砾状构造，碎块呈棱角状，无定向的动力变质岩
		构造砾岩（tectonic conglomerate）	具碎裂结构、角砾状构造，角砾圆化、无定向至弱定向的动力变质岩
		碎裂岩（cataclasite）	具碎裂结构、块状构造的动力变质岩
		假玄武玻璃（pseudotachylite）	具玻璃质碎屑结构的动力变质岩
	区域变质岩	大理岩（marble）	主要由碳酸盐矿物组成的块状变质岩。如：透闪石－透辉石大理岩
		石英岩（quartzite）	主要由石英组成的块状变质岩。如：白云母石英岩
		蛇纹岩（serpentinite）	主要由蛇纹石组成的块状变质岩。如：滑石－蛇纹岩
		绿岩（greenstone）	主要由钠长石、绿帘石和阳起石、绿泥石组成的绿色块状区域变质岩
		角闪岩（amphibolite）	主要由斜长石和普通角闪石组成的区域变质岩。如石榴子石角闪岩
		绿帘角闪岩（epidote-amphibolite）	主要由钠长石、绿帘石和普通角闪石组成的区域变质岩
		麻粒岩（granulite）	具粒状变晶结构和麻粒岩相矿物组合的长英质和斜长石－辉石质（基性）区域变质岩。如：辉石麻粒岩、石榴子石－紫苏辉石麻粒岩
		榴辉岩（eclogite）	主要由石榴子石和绿辉石组成的无长石的区域变质岩
		粒岩或××岩（fels or rock）	具变晶结构的无定向、块状构造的其他区域变质岩。通常具粒状变晶结构者称××粒岩（fels），如：长英粒岩。其余称××岩（rock）。如：黑云母－角闪石岩、角闪石岩
		钙硅酸盐粒岩（calc-silicate fels）	主要由钙硅酸盐矿物组成的粒岩总称。如钙铝榴石－透辉石粒岩
	混合岩	角砾状混合岩（agmatite）	具角砾状构造的混合岩，角砾状古成体分布在新成体之中
		云染状混合岩（nebulite）	具云染状构造的混合岩
	接触变质岩	角岩（hornfels）	无定向、块状接触变质岩。如红柱角岩、矽线石－长英角岩
		钙硅酸盐角岩（calc-silicate hornfels）	主要由钙硅酸盐矿物组成的角岩总称。如钙铝榴石－透辉石角岩
		钠长－绿帘角岩（Ab-Ep-hornfels）	主要由钠长石、绿帘石和绿泥石、阳起石组成的基性角岩
		普通角闪石角岩（Hb-hornfels）	主要由斜长石和普通角闪石组成的基性角岩
		辉石角岩（pyroxene-hornfels）	主要由斜长石和辉石组成的基性角岩
	交代变质岩	矽卡岩（skarn）	主要由钙－镁－铁（铝）硅酸盐矿物组成的接触交代变质岩，如石榴子石－辉石矽卡岩
		云英岩（greisen）	主要由石英、白色云母和萤石、黄玉、电气石等组成的交代变质岩
		黄铁绢英岩（beresite）	主要由石英、绢云母、黄铁矿及碳酸盐组成的交代变质岩
		次生石英岩（secondary quartzite）	主要由石英及绢云母、叶蜡石、高岭石、红柱石、明矾石组成的交代变质岩
		滑石菱镁岩（listvenite）	主要由石英、铁菱镁矿、铬云母、黄铁矿以及绿泥石、滑石、蛇纹石和铬铁矿组成的交代变质岩

石、绿泥石、白云母组成的无面理区域变质岩石，叫蓝晶石－绿泥石－白云母片岩显然不合适，可叫做蓝晶石－绿泥石－白云母岩。由刚玉、正长石组成的具粒状变晶结构的岩石，可称为刚玉－正长石粒岩等。然而，在与粒岩或××岩相同特征的岩石，如果产在接触变质晕中则称为角岩。

（4）角砾状混合岩、云染状混合岩是两类面理不发育的混合岩，以构造命名。

（5）角岩是典型的接触变质岩，具变晶结构，块状构造。注意：角岩与相似成分和结构、构造特点的区域变质岩的最大区别是地质产状，如：长英角岩与长英粒岩、云母角岩与云母岩、钙硅酸盐角岩与钙硅酸盐粒岩、钠长绿帘角岩与绿岩、普通角闪石角岩与角闪岩、辉石角岩与辉石麻粒岩等。

（6）矽卡岩等五类交代变质岩以矿物成分相区分。

五、变质岩的原岩恢复

变质岩的原岩恢复，就是将所研究的变质岩恢复到它原始的、相当于变质前的岩石面貌。这项工作对重建变质地区的地壳发展史和找矿都具有重要的意义。在地质测量的现代研究要求中，规定要对变质岩原岩性质进行重塑。

恢复原岩的首要任务是查明原岩性质，是正变质岩（原岩为火成岩），还是副变质岩（原岩为沉积岩）。正变质岩原岩包括侵入岩和火山岩两种产状不同但化学成分相当的岩石；副变质岩原岩包括陆源碎屑岩和内源沉积岩两类产状类似但化学成分显著不同的两类岩石。

恢复原岩除要查明变质岩的原岩性质（成因类型）外，还应尽可能恢复原岩的岩石类型（如花岗岩、玄武岩、长石砂岩、页岩、流纹质凝灰岩、泥灰岩等）。在此基础上才能进一步确定原岩建造特点和形成时的地质构造环境，确定含矿建造的性质和特点。所谓含矿建造，是指含有一定量成矿元素的岩石组合。

实践表明，查明变质岩化学类型在恢复原岩中十分重要而且必须优先去做，这样可以提高工作效率。五大类变质岩中，泥质、钙质是两个副变质岩石系列。而镁质变质岩原岩主要是超基性火成岩。富镁的沉积物很少，而且其变质产物通常可根据地质产状和共生岩石组合确定其原岩性质。因此，这三类变质岩原岩性质问题不大。五大类之外的硅质、铝质、铁质、锰质、磷质、碳质六个特殊类型，它们都是一些较少见的副变质岩石，以某个元素或每个矿物特别富集为特征，因此，变质岩原岩性质问题研究对象主要是长英质和基性两类变质岩。

变质岩原岩恢复的依据是变质岩的基本特征。普遍认为变质岩原岩恢复的标志主要有四个方面。即：地质产状和岩石组合、岩相学、岩石地球化学及副矿物。尽管四个标志均可以恢复原岩，但以地质产状、变余结构构造、副矿物原生特征等原生标志最为可靠，应该注意寻找。由于强烈变形可以消除岩石的这些原生标志的记忆，所以要在弱变形域特别注意寻找这些原生标志。切不可以过度依赖地球化学方法，地球化学标志只能起辅助作用。实际工作中应采用合理的综合分析方法，注意野外和室内工作紧密结合，以野外工作为基础，结合实验室工作、地球化学和副矿物的研究，进行综合分析，以得到有说服力的结论。

下面就上述四方面标志作一概略介绍，供大家实际工作中参考。

（一）地质产状和岩石组合标志

1. 地质产状

（1）与围岩的侵入接触关系是鉴别变质侵入体的可靠标志。其中最突出的实例是20世纪80年代末期以来，随着区域变质岩区地质调查和岩石学－构造学研究的深入，许多原来认为的混合岩化中深变质地层

（片麻岩）中都解体出大量变质侵入岩，特别是“TTG岩系”（英云闪长岩－奥长花岗岩－花岗闪长岩岩系），解体的最重要依据就是与围岩的侵入接触关系。图21－25是在原太古宇“大别山群”片麻岩中找到的侵入接触关系，是在大别山群中解体出大量变质花岗质侵入体的依据。

（2）好的成层产状、与围岩整合接触和韵律性递变关系，是变质沉积岩和变质火山岩的特点。而厚度变化较大、与围岩突变的接触关系、底面起伏超覆于不同地层之上、岩浆通道的存在，是区分层状火山岩与沉积岩的标志。不过由于强烈变形可以再造而出现局部整合一致的成分层，因此这些标志都要谨慎使用。

2. 岩石组合

正常沉积型原岩，常具有完整的沉积旋回和韵律，变质后形成如石英岩－石英片岩－片岩－大理岩这样的变质岩组合，常形成大的旋回，代表典型的沉积岩系。

前寒武纪广泛分布的大理岩和高铝质片岩（矽线石片岩等）组合、铁硅酸盐岩石与矽线石－黑云母片麻岩组合，大多数研究者认为是原始沉积产物。

角闪岩与富铝质片岩（蓝晶石片岩、矽线石片岩）和石英岩组合也很典型、广泛。俄罗斯科拉半岛和外贝加尔古老变质岩地层的研究表明，正、副角闪岩在该组合中的特点不同：正角闪岩独立地产于地质剖面不同部位，特别是大型韵律的界面处。该组合中，虽然可有白云岩，但是一般不会出现大理岩；副角闪岩往往构成石英岩－黑云片麻岩－蓝晶黑云片麻岩这种韵律的终结部分。由泥灰质岩石形成的副角闪岩的特征是与大理岩共存并往往相互过渡。

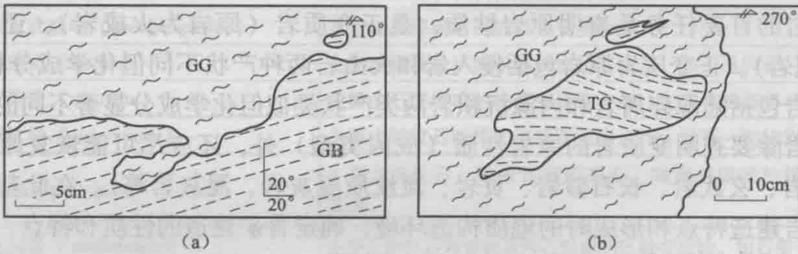


图21－25　大别杂岩中花岗质片麻岩接触关系素描

（据Sang，1997）

（a）二长花岗质片麻岩（GG）侵入与变质表壳岩系条带状黑云斜长片麻岩（GB）（湖北广水）；

（b）二长花岗质片麻岩（GG）中英云闪长质片麻岩（TG）包体具捕虏体特点（湖北英山）

变质火山岩表现为火山或火山沉积旋回，有不同形式的组合，包括基性或酸性熔岩和凝灰岩、火山间歇时期的沉积岩等组合，其中往往有岩墙和岩床，构成火山岩系。火山沉积的韵律和旋回，一般不如正常沉积的有规律，渐变特征也不如正常沉积清楚。在这类地区产出的岩墙、次火山岩体，与围岩在岩性上常有相似之处。变质火山岩系的岩石组合因形成条件不同而不同。有的形成由基性到酸性的完整的火山喷发旋回，有的则旋回不完全；因火山作用地质环境不同可分别形成陆相喷发或海相喷发的岩石组合：陆相的有玄武岩－安山岩－流纹岩组合；海相的有细碧－角斑岩系和绿岩建造等，其中往往有硅质岩、碳酸盐岩等夹层。

细碧－角斑岩系为一套从基性（细碧岩）到中酸性（角斑岩）的钠质火山岩序列，常见蛇纹岩－枕状玄武岩－层状放射虫硅质岩组合，是所谓优地槽建造中“斯台因曼”（Steinmann）三位一体；绿岩组合广泛分布在太古宇中，由下部超镁铁质熔岩、中部拉斑玄武岩和上部长英质火山岩、火山碎屑岩组成，在下部超镁铁质熔岩中，有特征的科马堤岩。

（二）岩相学标志

岩相学标志包括结构构造和矿物成分两方面。

1. 变余结构构造

前面所讲的变余结构构造是恢复原岩性质最可靠的证据之一。如具有变余辉绿结构的变质岩原岩无疑是辉绿岩，具有变余砂状结构的变质岩原岩一定是砂岩。资料表明，即使在深变质区，仍可找到某些变余

结构构造。同样，由于强烈变形可以消除原生结构构造痕迹，所以必须在弱应变域找寻，其实像基性熔岩的枕状构造、沉积岩系中的砾状构造，在变形中会有压扁，但总体的构造特征是可以识别的。所以，不仅要在岩石薄片观察时注意寻找，在变质岩区野外地质调查时更要把找寻变余结构构造作为常规任务。

大别杂岩除前述变质表壳岩、花岗质片麻岩外，还有一套镁铁质－超镁铁质变质岩组合（角闪辉石岩、角闪岩等），地质调查在镁铁质－超镁铁质变质岩中发现堆晶结构和火成层理构造（图 21－26），从而很好地证明了它们是一套变质镁铁质－超镁铁质层状侵入岩组合。

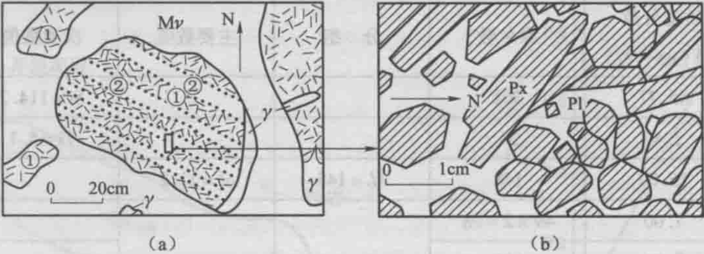


图 21－26　湖北英山变质镁铁质－超镁铁质层状侵入体的火成层理构造和堆晶结构

（据 Sang，1997）

① 超镁铁质层（角闪辉石岩）；② 镁铁质层（暗色角闪岩）；γ—细粒花岗岩；Mν—变质辉长岩（透辉角闪岩）；Px—辉石；Pl—斜长石集合体

2. 变质岩矿物成分

变质岩的矿物成分是原岩化学成分的反映，特别是深变质条件下，变余结构构造罕见时，矿物成分成了主要的岩相学标志。前面我们已叙述了五大化学类型岩石的矿物成分特点，掌握这些特点有助于恢复原岩。如果通过矿物成分特点确定了所研究变质岩属五大类中的泥质或富钙岩石，则原岩沉积性质可知。即使是长英质、基性或镁质岩石，虽然尚不能了解其原岩性质，但也可以使原岩考虑范围大为缩小。实践表明，在矿物学－化学研究基础上，详细合理地划分岩石化学类型，可取得更好的效果。

（三）岩石地球化学标志

1. 概述

除伴有强烈交代作用的变质岩（气－液变质岩、混合岩）外，一般变质岩的变质作用过程基本上是等化学的，原岩的化学性质在常量元素、微量元素特征方面无明显变化，这是用岩石地球化学恢复原岩的依据。尽管岩石地球化学通常只能起辅助作用，但当强烈的变质、变形使得地质产状、变余结构构造破坏消除时，用岩石地球化学方法恢复原岩就显得尤其重要。

岩石地球化学方法恢复变质岩原岩通常是在统计基础上，用各种岩石地球化学参数做出判别函数和判别图解，以判断原岩性质和类型。常用的岩石化学参数有氧化物质量百分数、氧化物摩尔数、元素原子数，以及尼格里值。尼格里值是尼格里（Niggli，1919）岩石化学计算法计算出来的化学参数。

用岩石地球化学方法恢复原岩同样也要从岩石化学类型入手，先依据表 21－2 将特殊类型分出（它们是副变质的），然后对常见的变质岩，可用前述之 ACF－A′KF 图解（图 21－3）判断化学类型，最后把最主要任务放在确定长英质和基性变质岩的原岩性质上。原岩性质确定后，就可以用火成岩和沉积岩地球化学判别方法研究原岩岩石类型和形成背景，不过在利用火成岩和沉积岩判别图解、函数时，要尽量避免选用活动组分。

2. 尼格里化学计算法

尼格里化学计算法是基于岩石中主要氧化物的特征拟定的，并以氧化物分子数比作为岩石化学特征的对比依据。其计算方法和步骤如下（表 21－4）。

① 将化学分析的氧化物质量分数换算成摩尔数：摩尔数＝质量分数×1000/摩尔质量。

② 根据元素特征并组，计算各组分子数和：

铝质组 $AL=[Al_2O_3]+[Cr_2O_3]$，铁镁组 $FM=[FeO]+2[Fe_2O_3]+[MnO]+[MgO]+[NiO]+\cdots$，

钙质组 $C=[CaO]+[SrO]+[BaO]$，碱质组 $ALK=[K_2O]+[Na_2O]+[Li_2O]$，

总和 $\sum=AL+FM+C+ALK$。

式中，带方括号的氧化物分子式表示该氧化物的摩尔数，下同。

③ 计算主要数值：四个尼格里主要数值 al、fm、c、alk 分别为上述四组（AL、FM、C、ALK）对总和 $\sum$ 的摩尔分数，即 $al=100\ AL/\sum$，$fm=100FM/\sum$，$c=100C/\sum$，$alk=100ALK/\sum$。$al+fm+c+alk=100$。

表 21－4　尼格里值计算实例（绿帘角闪岩，安徽宿松）

氧化物	质量分数（w_B,%）	摩尔数	分　组	主要数值	次要数值	特殊数值
SiO_2	45.77	762			$Si=114.2$	$qz=0.40$
TiO_2	2.40	34			$Ti=5.1$	$t=-0.3$
Al_2O_3	15.09	148	$AL=148$	$al=22.2$		$O=0.27$
Fe_2O_3	7.00	49×2=98				
FeO	9.56	133	$FM=369$	$fm=55.2$		
MnO	0.38	5				
MgO	5.38	133				$mg=0.26$
CaO	7.97	142	$C=142$	$c=21.3$		
Na_2O	0.20	3	$ALK=8$	$alk=1.2$		
K_2O	0.50	5				$k=0.63$
P_2O_5	0.40	3				
CO_2	0.24	5			$CO_2=0.0$	
H_2O^+	4.00	222			$h=33.3$	
F	0.044	2				
总和	99.83		$\sum=667$			

根据主要参数 al、alk、c 的关系将岩石分为三个系列：正常系列（$alk+c\geq al>alk$），铝过饱和系列（$al>alk+c$），碱过饱和系列（$al<alk$）。

④ 计算次要数值：尼格里次要数值 Si、Ti、CO_2、h 分别表示组分 SiO_2、TiO_2、CO_2、H_2O 的摩尔数对前述组分总和 $\sum$ 的分子百分比，即：$Si=100\ [SiO_2]\ /\sum$，$Ti=100\ [TiO_2]\ /\sum$，$CO_2=100\ [CO_2]\ /\sum$，$h=100\ [H_2O]\ \times/\sum$。

⑤ 计算特殊数值：尼格里特殊数值用以进一步说明岩石化学的某些特征。其中，

钾在碱金属中的相对含量：$k=[K_2O]\ /ALK$。

镁在铁镁中的相对含量：$mg=[MgO]\ /FM$。

岩石的氧化系数：$O=2\ [Fe_2O_3]\ /FM$。

岩石的铝饱和系数：$t=al-(alk+c)$。铝过饱和系列（$t>0$）；正常系列和碱过饱和系列（$t\leq0$）。

岩石的硅饱和系数 qz，按下式计算：对正常系列，$qz=Si-(100+4alk)$；对铝过饱和系列，$qz=Si-(100+4alk)$；但当 $50>al>alk+c$ 时，$qz=Si-(100+4alk+0.5t)$；对碱过饱和系列，$qz=Si-(100+3al+alk)$。

根据 qz 值把岩石分为三个化学类型：硅过饱和型（$qz>12$），硅饱和型（$|qz|\leq12$），硅不饱和型（$qz<-12$）。

3. 西蒙南图解

如图 21－27，西蒙南图解采用尼格里值 $(al+fm)-(c+alk)$ 和 Si 作纵、横坐标，采用了两者的比例关系，并划分出火山岩、碎屑岩和碳酸盐类岩石成分区。凝灰岩原岩落在火山岩区边界附近。该图解适用于对各种成分变质岩的原岩初步判别，对区分变质火山岩系与变质沉积岩系比较有效，变质侵入岩体成分点也会落在火山岩区。

4. 长英质变质岩的原岩性质判别

(1) Werner 图解

Werner（1987）的图解（图 21－28）用来区分正副片麻岩。图解采用氧化物质量百分数（岩石化学分析结果）之比作化学参数，用起来方便，而且效果也比较好。

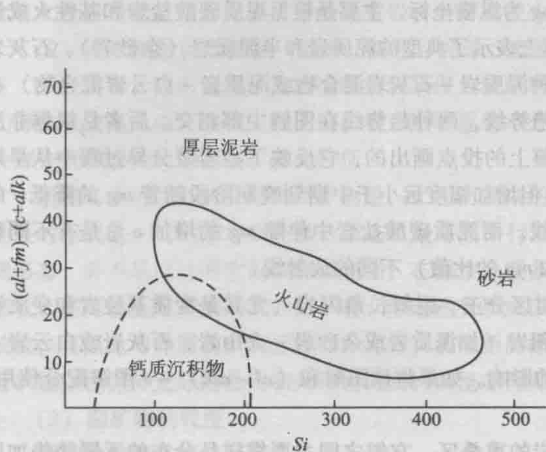


图 21－27　西蒙南图解

（据 Simonen，1953）

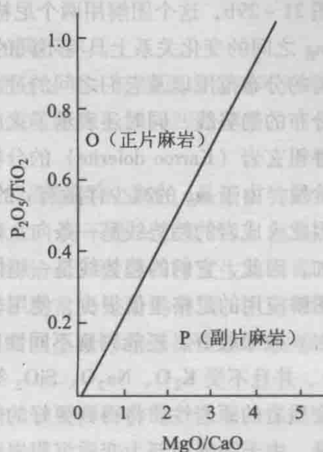


图 21－28　区分正、副片麻岩的 Werner 图解

（据 Werner，1987；转引自 Passchier et al.，1990，简化）

(2) Shaw 的判别函数

Shaw（1972）建立了 $SiO_2>53.5$（w_B,%）的变质岩原岩性质的判别式：

$$DF=10.44-0.21SiO_2-0.32<Fe_2O_3>-0.98MgO+0.55CaO+1.46Na_2O+0.54K_2O$$

若 $DF>0$ 为正变质岩，$DF<0$ 为副变质岩。

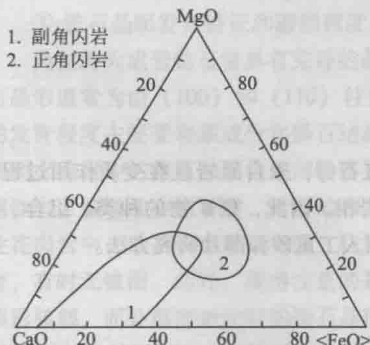
必须注意，该判别式中 $<Fe_2O_3>$ 是用 Fe_2O_3 表示的总铁量（全铁），一般化学分析给出的是 Fe_2O_3 和 FeO，此时按下式计算 $<Fe_2O_3>$：

$$<Fe_2O_3>=1.111\times FeO+Fe_2O_3。$$

5. 基性变质岩的原岩性质判别

(1) CaO－MgO－<FeO>图解

如图 21－29a，该三角图解采用 CaO、MgO、<FeO>质量分数（w_B,%）作三个端元。注意<FeO>是用 FeO 表示的总铁量（全铁），以下式计算：



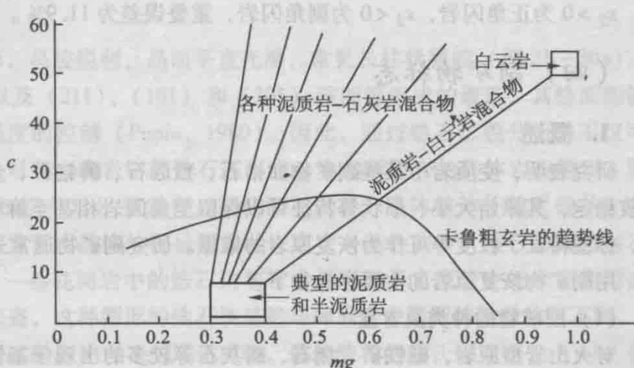


图 21－29　区分正副角闪岩的 CaO－MgO－<FeO>图解（a）（据 Walker et al.，1960）和 $c-mg$ 图解（b）（据 Leake，1964）

$$<FeO> = FeO + 0.8998 \times Fe_2O_3$$

使用时需将 CaO、MgO、<FeO>三者之和换算为100，即 CaO + MgO + <FeO> = 100。图解中分出了副变质基性岩区和正变质基性岩区，适用于判别正、副基性变质岩。

（2）$c-mg$图解

如图21－29b，这个图解用两个尼格里值 c 和 mg 为纵横坐标，主要是根据泥质碳酸盐岩和基性火成岩在 c 和 mg 之间的变化关系上具有不同的特点。图解上表示了典型的泥质岩和半泥质岩（杂砂岩）、石灰岩和白云岩的分布范围以及它们之间的过渡类型（各种泥质岩－石灰岩混合物或泥质岩－白云岩混合物）在图解上分布的趋势线，同时还表示了火成岩分布的趋势线，两种趋势线在图解中部相交。后者是根据非洲南部卡鲁粗玄岩（Karroo dolerite）的分析结果在图解上的投点画出的，它反映了在岩浆分异过程中从早期到中期阶段，由于 mg 的减少伴随有 c 的急剧增加，但增加幅度远小于中期到晚期阶段随着 mg 的降低 c 的减少，因此火成岩的趋势线呈一条向上弯曲的弧形线。而泥质碳酸盐岩中伴随 mg 的增加 c 总是有不同程度的增加，因此，它们的趋势线是一组倾斜度（c 和 mg 的比值）不同的放射线。

该图解应用的尼格里值很少，使用非常方便，对区分正、副斜长角闪岩（尤其是变质基性岩和变质钙硅酸盐岩）效果较好，还能判别不同性质的火山沉积岩（如泥质岩或杂砂岩－火山岩、石灰岩或白云岩－火山岩）、并且不受 K_2O、Na_2O、SiO_2 等交代作用的影响。如果将该图解和（$al-alk$）$-c$ 图解配合使用，对区别变质岩的原岩性质将得到更好的效果。

但是，由于图解中部为变质沉积岩和变质火成岩的重叠区，它们之间主要靠样品分布的不同趋势加以区别，因此，需要有较多的样品分析结果。

（3）判别函数

Shaw & Kudo（1965）在29个正角闪岩样品和21个副角闪岩样品基础上，对 TiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、FeO、MnO、MgO、CaO、P_2O_5 和 CO_2 九种主要氧化物（w_B,%）进行判别分析，建立正、副角闪岩判别函数如下：

$$x_3 = 7.07\lg(TiO_2) + 1.91\lg(Al_2O_3) - 3.29\lg(Fe_2O_3) + 8.48\lg(FeO) + 2.97\lg(MnO) + 4.81\lg(MgO) + 7.80\lg(CaO) + 3.92\lg(P_2O_5) + 0.15\lg(CO_2) - 15.08$$

将待判别的斜长角闪岩样品化学分析结果代入上述判别式，如 $x_3>0$ 则为正角闪岩，$x_3<0$ 则判属副角闪岩。重叠误差为5.7%。

他们还建立了基于微量元素 Cr、V、Ni、Co、Sc、Sr、Ba、Zr 在两类角闪岩中的明显差异，建立了两个判别方程如下：

$$x_1 = -2.69\lg(Cr) - 3.18\lg(V) - 1.25\lg(Ni) + 10.57\lg(Co) + 7.73\lg(Sc) + 7.54\lg(Sr) - 1.95\lg(Ba) - 1.99\lg(Zr) - 19.58$$

$x_1>0$ 为正角闪岩，$x_1<0$ 为副角闪岩，重叠误差为5.4%。

$$x_2 = 3.89\lg(Co) + 3.99\lg(Sc) - 8.63$$

$x_2>0$ 为正角闪岩，$x_2<0$ 为副角闪岩，重叠误差为11.9%。

（四）副矿物标志

1. 概述

研究表明，变质岩中某些副矿物如锆石、独居石、磷钇矿、金红石等，来自原岩且在变质作用过程中比较稳定，其原始大小、形状等特征可以保留至角闪岩相甚至麻粒岩相。因此，副矿物的种类、组合、含量、标型特征、粒度等可作为恢复原岩的依据。研究副矿物通常采用人工重砂和薄片研究方法。

用副矿物恢复原岩的主要标志如下。

（1）副矿物的种类及含量

对火山岩型原岩，磁铁矿、榍石、磷灰石等较多的出现于基性火山岩中，锆石、独居石、磷钇矿等较多见于酸性火山岩中。

对正常沉积岩型原岩，其所含副矿物组合情况较复杂。它一方面与形成原岩的物源地有关，另一方面又与原始沉积分异有关。因而，研究副矿物可区分副变质岩原岩类型，有助于分析原始沉积环境。例如：

① 划分泥质变质岩原岩类型：化学沉积的粘土岩几乎不含碎屑副矿物，10～20kg 的人工重砂大样中，

只有几个浑圆的锆石、金红石颗粒；由坡积层冲刷、搬运、沉积生成的碎屑成因的粘土岩，含有大量细小（<0.01mm）的碎屑副矿物（注意这些细小的副矿物在人工重砂中不易发现，最好用平行层理的岩石薄片观察）；残积型粘土岩，含有母岩中的副矿物，有少量粒度较粗（0.4~0.08mm）的锆石。

② 区分陆源碎屑成因的硅质岩石与化学成因的硅质岩：陆源碎屑成因的石英砂岩、石英粉砂岩，总是含有大量碎屑副矿物；化学成因的硅质岩，不含或很少碎屑副矿物。

（2）副矿物的标型特征（晶形、颜色、光泽、磨圆程度、延长系数等）

一般说来，晶形完整、晶棱清晰是岩浆侵入型原岩中的副矿物特点；有一定磨圆、分选不好的副矿物，大部分可能是火山－沉积成因的副矿物；磨圆显著、分选良好，表面粗糙无光泽和凹凸不平、有擦痕等是大部分沉积成因的碎屑副矿物的特征。

但是必须注意，区分碎屑副矿物是一个相当复杂的问题，虽然浑圆颗粒的存在，是副矿物的原生沉积性质的标志之一（注意：研究颗粒形态，最好用平行层理的岩石薄片，而不是人工重砂），但是，单有浑圆形态，并不足以证明它们的碎屑成因。在碱性介质条件下，副矿物锆石、独居石将发生溶解而出现浑圆形状，还可能生成浑圆形状的副矿物，但这些变质成因的浑圆状副矿物常具光滑的表面，且有时可见到生长纹，可以此与碎屑副矿物区别开。此外，在短距离搬运、迅速埋藏或呈悬浮状态搬运的沉积物中，碎屑副矿物往往保持完好的晶棱和光滑的表面，而呈非浑圆形状。

（3）副矿物的粒度

副矿物粒度在原岩研究中有两个意义：

① 区分原岩性质：在原始沉积岩中，碎屑副矿物的颗粒大小取决于原始沉积岩的类型，并与沉积物的分选有关，而在火成原岩中则没有这种规律性。

② 推断变质碎屑岩的原岩类型（粒度）：B. M. 查依卡基对外乌拉尔库坦布拉克组石英砂岩中锆石和石英粒度的大量研究，发现在分选良好的石英砂岩中，碎屑石英与碎屑锆石的粒度之比等于1.7。这一比值接近锆石与石英的密度比（1.77）。由于分布最广的稳定副矿物（锆石、金红石等）的密度彼此相近，而主要造岩矿物（石英、长石、方解石、云母等）的密度也彼此近似，因此，可以认为上述比值（1.7）对于所有砂质、粉砂质岩石都有意义。这样，将变质碎屑岩中碎屑副矿物的粒度乘以1.7，即可得到原岩粒度的估计值，间接推断原岩类型（砂岩、粉砂岩、粘土岩等）。这对于失掉原生结构的变质碎屑岩的原岩恢复，更有重要意义。因此，通过比较副矿物与碎屑矿物的粒度，可以区分碎屑副矿物与其他成因的副矿物，特别是识别由于短距离搬运和迅速埋藏或悬浮状态搬运所形成的保持自形轮廓和光滑表面的碎屑副矿物。

2. 锆石作为变质岩原岩恢复的标志

锆石是三大类岩石中最常见的副矿物之一，来自不同类型岩石中的锆石往往具有不同的特征。综合锆石的外部形貌和内部结构特征，可以为判别变质岩的原岩性质提供可靠依据。

（1）锆石形貌特征

① 锆石晶面发育特征和磨圆程度

典型的火成岩锆石常具有完好的晶形，晶棱锐利，晶面平直光滑，常见长柱状颗粒（图21－30a）。锆石晶形通常为由（100）和（110）柱面以及（211），（101）和（301）锥面等组成的聚形，其柱面和锥面的发育程度主要受岩浆成分和锆石结晶温度的控制（Pupin，1980）。因此，通过锆石形貌分析，不仅可以区别火成岩中的锆石和其他成因的锆石，对于火成岩中的锆石还可进一步判断原岩的具体岩石类型。如在碱性岩、偏碱性花岗岩中，锆石的四方双锥｛111｝很发育，而柱面不发育，晶体整体外貌呈锥状；在酸性花岗岩中，锆石四方双锥和四方柱均较发育，晶体外貌呈长柱状；在中－基性岩中，锆石锥面相对不发育，有时无锥面。此外，值得注意的是，一些花岗岩中的锆石内部常常具有继承自原岩中的未完全熔蚀的圆形核部，而外部则被完好的锆石晶形包裹，这种圆形的锆石核显然与碎屑岩中磨圆的整粒锆石不同。

沉积岩中的锆石，绝大多数来自物源区的各类岩石的风化产物。虽然锆石的摩氏硬度可达7~8，但若经过长期的风化、搬运和磨蚀作用，也可被磨圆。一般情况下，在某碎屑岩样品中，年轻的锆石多晶形完好，晶棱锐利，晶面平直光滑，常见柱状颗粒，接近火成岩中锆石的特征；而古老的锆石常常呈近圆球状或卵形，表面粗糙，不见晶面（图21－30b）。

变质过程中也可形成新生的锆石或者在原岩的锆石周围形成增生边。典型变质锆石最显著特征是由众

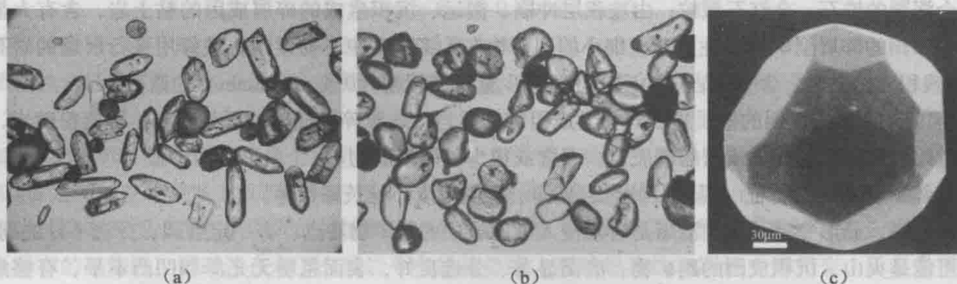


图 21－30 火成（a）、沉积（b）和变质（c）锆石形貌特征实例

（a）花岗岩中的长柱状锆石（大别山天堂寨，透射光，$l=2$mm）（余振兵提供）；（b）沉积岩中的锆石，多数具有磨圆的外形（江西安源上三叠统砂岩，透射光，$l=2$mm）（余振兵提供）；（c）变质锆石，发育多晶面（据 Schaltegger et al.，1999）

多的晶面组成（图 21－30c），看似浑圆粒状、椭圆粒状及长粒状等形态的变质锆石很常见。在双目镜下，变质锆石常呈粒状，表面光洁、清晰。它们没有锥面和柱面之分，即使是外形呈现长粒状的锆石，其“柱面”实际上也是由众多的晶面组成的（简平等，2001）。这一结晶特点与岩浆锆石具有显著的区别，后者锥面和柱面常发育完善。值得注意的是，如不仔细观察，具有多晶面的锆石易被误认为是受磨蚀的碎屑锆石。

② 锆石延长系数（长/宽比）

沉积岩中的锆石长/宽比一般不超过 2；火成岩中的锆石长宽比因岩石类型不同而不同，如基性岩中锆石长/宽比很大，一般为 4～5 甚至更大，碱性岩中锆石长/宽比一般小于或等于 2，花岗岩中锆石长/宽比一般小于 4；变质岩中的新生锆石或锆石增生边有时呈等轴状，其长/宽比接近 1（图 21－30），虽然也常见卵形或柱状的变质锆石，但仔细观察通常可以在它们的表面发现众多的小晶面。

③ 颜色和透明度

火成岩（特别是年轻的火成岩）中的锆石，一般透明度较好，岩石常呈浅黄色，通常越老的火成岩锆石颜色越深，元古宙或太古宙火成岩中的锆石常呈深棕色至玫瑰色，透明度较差。沉积岩中锆石多来自物源区各种不同时代的岩石，常以年轻的浅色和透明锆石为主，并有少量深色、透明度差的锆石（图 21－30）。当然，古老的沉积岩中锆石来自于古老岩石，其颜色深、透明度差。

④ 锆石内部结构特征

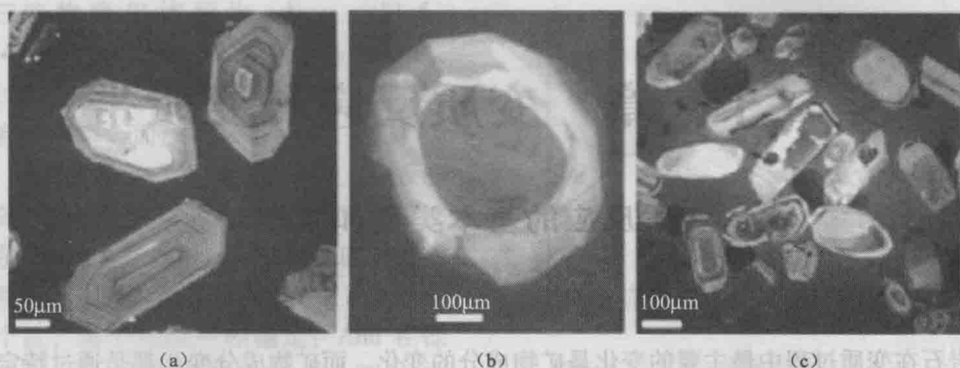
近年来，阴极发光和背散射技术被广泛运用于锆石的研究中，使我们可以观察到锆石内部微细结构特征，进而分析锆石的成因和来源。在阴极发光图像中，典型的火成岩锆石常常显示振荡环带（图 21－31a），振荡环带的宽窄与其结晶温度（结晶速度）有关。此外，有的锆石还见有原岩中未被完全熔融的继承锆石核（图 21－31a）。此外，岩浆锆石中还可能出现扇形分带的结构，这种扇形分带结构是由于锆石结晶时外部环境的变化导致各晶面的生长速率不一致造成的。

变质锆石的内部结构常呈现无分带、弱分带、云雾状分带、扇形分带（图 21－31b）、面状分带和斑杂状分带等特征（吴元保和郑永飞，2004）。

由于沉积岩通常来自多个物源区，或者物源区有多种类型的岩石，因此碎屑锆石的内部结构多样（图 21－31c），既有火成岩锆石中常见的振荡环带结构，也有变质岩中常见的结构，如面状分带。

（2）锆石 U－Pb 年龄

锆石是一种稳定矿物，其 U－Pb 同位素体系在岩石风化剥蚀、搬运沉积以及中低级变质过程中可保持封闭，因此一般中低级变质岩中的锆石可记录其原岩的年龄特征。对于原岩为火成岩的正变质岩，如果变质过程没有导致锆石 U－Pb 同位素体系的重置，其锆石 U－Pb 年龄反映了岩浆冷却结晶的时间，因此该岩石中的所有锆石年龄应该相同。对于副变质岩，由于其原岩常来自多个物源，不同的锆石常常具有不同的年龄。



(a)　　　　　　　　(b)　　　　　　　　(c)

图 21－31　阴极发光下的火成（a）、变质（b）和碎屑（c）锆石内部结构特征实例

（a）花岗岩中的锆石，内部显示密集的振荡环带，左上的锆石内部具有继承锆石核（大别山）（佘振兵提供）；（b）变质锆石的扇形分带特征（据 Schaltegger et al.，1999）；（c）碎屑锆石阴极发光图像，可见火成锆石的振荡环带和变质锆石的面状分带结构（合肥六安白垩系砂岩）（佘振兵提供）

思　考　题

1. 已知岩石的矿物组合如下，指出它们的化学类型：
① Di＋Tr＋Q＋Cc＋Dol；② And＋Crd＋Ms＋Bi＋Q；③ Pl＋Hb（普通角闪石）＋Di＋Bi＋Q；Ms＋Bi＋Mic＋Pl＋Q。
2. 举例说明变质岩矿物成分的影响因素。
3. 简要说明五大化学类型变质岩原岩类型、化学成分与矿物成分特点。
4. 总结热峰前进变质阶段矿物、热峰矿物和热峰后退变质矿物的结构特点。
5. 将第二十章一与本章三对照起来学习，深入理解变质结构构造的成因。
6. 变嵌晶中热峰前的矿物包裹体与热峰矿物包裹体有什么不同？
7. 区分：① 变斑晶、变余斑晶、碎斑；② 板状构造、千枚状构造、片状构造、片麻状构造。
8. 比较下列岩石：① 绿岩、绿片岩、钠长－绿帘角岩、青磐岩；
② 钙硅酸盐角岩、钙硅酸盐粒岩、矽卡岩、榴辉岩；
③ 白云母石英岩、白云母－石英片岩、云英岩、白片岩。
9. 利用图 21－28 和图 21－21，判别表 21－1 中长英质变质岩（序号为 9～17）和基性变质岩（序号为 23～30）的原岩性质。
10. 根据表 21－3，画出鉴定变质岩的程序框图。
11. 变质岩原岩恢复有哪些标志？哪些标志最可靠？
12. 为什么说“查明变质岩化学类型在恢复原岩中十分重要而且必须优先去做”？

第二十二章　变质反应和变质带

一、变质反应的基本类型和主要特征

（一）概述

岩石在变质过程中最主要的变化是矿物成分的变化，而矿物成分变化都是通过特定的化学反应实现的。这种发生在变质作用条件下的化学反应称为**变质反应**（metamorphic reaction）。变质反应是在一定的 T、P、x 等物理化学条件下发生的，因此，研究变质反应，不仅可以理解岩石变质过程中矿物成分变化过程，而且可以获得变质条件信息。$P-T-t$ 轨迹中的 $P-T$ 条件，可以通过研究变质反应来估计。因此，变质反应作为地质温压计有重要的研究意义。

变质反应可以从不同角度进行划分。基本分类是按照参加反应的物相种类，将其分为固－固反应和有流体相参加的反应。由于流体相主要是 H_2O 和 CO_2，因此主要是 H_2O 和 CO_2 参加的反应。流体相中还有微量 O_2，有 O_2 参加的反应称为氧化－还原反应，它使含铁矿物价态转化，如 6Hem（赤铁矿）＝4Mt（磁铁矿）$+O_2$。这类反应对解释含铁矿物稳定性是重要的（Miyashiro，1994）。此外，根据反应物与生成物的关系，变质反应可分为不连续反应和连续反应两类。根据反应是否改变矿物原子数，变质反应可分为净转移反应和交换反应两类。

温度是控制变质反应的最主要因素。温度升高，反应速率呈指数倍增加，反应容易进行。相反，温度降低，反应速率极其缓慢，反应难于进行彻底。通常在写反应方程式时，把高温矿物组合写在右侧，低温矿物组合写在左侧。把升温过程从左至右的反应称为正向反应，把降温过程自右至左的反应称为逆反应。如脱水反应是正向反应，其逆向反应是水化反应，脱碳酸反应是正向反应，其逆反应为碳酸盐化反应等。

化学反应在平衡时的基本热力学方程是：$d(\Delta G)=0=\Delta V dP-\Delta S dT$。式中：$\Delta G$ 为反应的吉布斯自由能的变化；ΔS 为反应的熵变；ΔV 为反应的摩尔体积变化。

由上式可得：$dP/dT=\Delta S/\Delta V$。这就是 Clausius-Clapeyron 方程。式中 dP/dT 为 $P-T$ 图解上的反应曲线斜率。因此，只要我们知道反应的熵变和反应的摩尔体积变化，就可以计算出反应在 $P-T$ 图解上的斜率。正向反应 ΔS 一般为正值，所以斜率正负取决于 ΔV。

（二）固－固反应

固－固反应的反应物和生成物都是固相，不涉及流体相，因而平衡条件与流体相无关，反应影响因素仅为温度和压力，是较好的温压指示计。此外，由于固体的 ΔS 和 ΔV 随 T、P 的变化很小，近似计算时 ΔS、ΔV 可看作常数，所以反应斜率 dP/dT 也近似等于常数。因此固－固反应在 $P-T$ 图解上为直线。常见的固－固反应有以下三类。

1. 多形转变

变质岩中常见的多形转变反应是铝硅酸盐矿物三个多形变体红柱石（And）、蓝晶石（Ky）和矽线石（Sil）之间的反应：



$$\text{Ky}=\text{And};\ \text{Ky}=\text{Sil};\ \text{And}=\text{Sil} \tag{22-1}$$

三矿物摩尔体积为：V_{And} = 51.5；V_{Ky} =44.09；V_{Sil} =49.90。所以 Ky ═ And、Ky ═ Sil 反应 ΔV 均为正值，这两个反应线都具有正斜率。而反应 And ═ Sil 的 ΔV 为负值，具有负斜率。在 $P-T$ 曲解上三条反应线相交于一点，点上 And、Ky、Sil 三相共生，所以称三相点（图 22 - 1）。三条反应线上相应的两相共生。三条反应线将 $P-T$ 空间分为三个区，每个区仅一相稳定：And 在低压区稳定，Ky 在高压区稳定，而 Sil 在高温区稳定。这个反应的岩石学意义是非常清楚的：And、Ky、Sil 是富铝矿物，它们在岩石中出现说明岩石富铝（变泥质岩）。

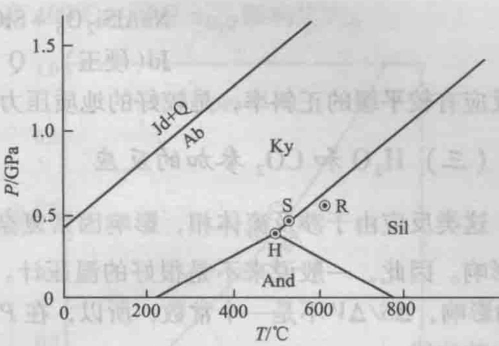


图 22 - 1　两个重要的固 - 固反应

（据 Miyashiro，1994，简化）

H、R、S 分别为 Holdaway（1971）、RichardSon et al.（1969）和 Salje（1986）测定的 Al_2SiO_5 三相点

红柱石（And）出现说明岩石形成于低温条件，蓝晶石（Ky）出现说明高压变质条件，而矽线石（Sil）的出现则指示高温变质条件。但是，由于该反应是仅靠很小的自由能驱动，且活化能（用来破坏有力的 Si—O、Al—O 键）很大，因此，反应实验曲线标定出现了越位和准稳定问题（Vernon，1976）。不同的人实验结果不一致，三相点位置不同（图 22 - 1）。自然界也常常看到两个 Al_2SiO_5 多形变体同时出现而其中一个处于准稳定状态的现象。例如在 Sil 稳定区出现准稳定 And。这种准稳定现象在作成因解释时必须注意。

还有两个重要的多形转变反应 Coe（柯石英）═ Q 和 Dia（金刚石）═ Gra（石墨）已如前述。Coe 和 Dia 的出现都说明岩石形成于 3.0GPa（100km）以上的超高压条件，是很好的超高压指示矿物。

2. 固溶体的出溶

高温时固溶体矿物为均一的一相，当温度降低到**固溶体分解曲线**（solvus，或译作“溶线”）之下，就会分解为成分不同的两相，称为出溶。出溶的两相往往呈页片状、条纹状交生体，也可最终分解为两个矿物单晶。变质岩中常见的条纹长石、具斜方辉石页片的单斜辉石及晕长石都是固溶体出溶结果。前二者在火成岩部分已有介绍，晕长石固溶体分解曲线如图 22 - 2 所示。

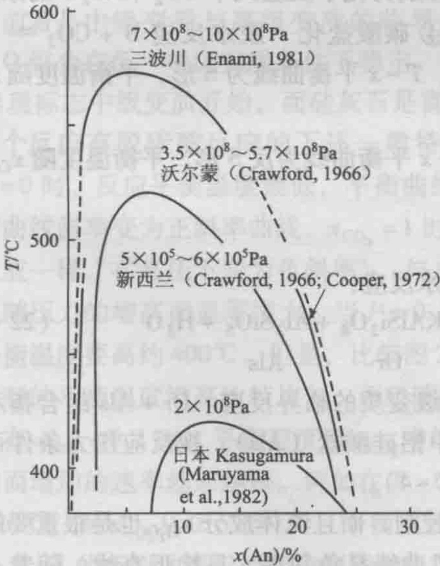


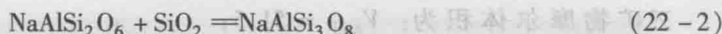
图 22 - 2　不同压力下的晕长石固溶体分解曲线

（据 Maruyama et al.，1982；转引自 Hyndman，1985）

X 射线研究发现，在变质岩中往往见不到成分均匀的钠质斜长石（$An_{5\sim15}$），这些钠质斜长石多为钠长石（$An_{<5}$）和钙质奥长石（$An_{15\sim25}$）两相显微交生。这种显微交生体称为**晕长石**（peristerite）。钠质斜长石出溶除形成晕长石外，还可形成钠长石和钙质奥长石的单独颗粒。晕长石固溶体分解曲线可作为地质温度计。不过压力的影响也是明显的：压力降低，溶线向低温方向收缩（图 22 - 2）。

3. 纯固相之间的反应

反应物和生成物是化学成分不同的纯固相矿物。如图 22 - 1 所示反应：



$$NaAlSi_2O_6 + SiO_2 = NaAlSi_3O_8 \quad (22-2)$$

Jd(硬玉)　Q　Ab

该反应有较平缓的正斜率，是较好的地质压力计：矿物组合 Jd + Q 的出现是高压的标志。

（三）H_2O 和 CO_2 参加的反应

这类反应由于涉及流体相，影响因素复杂，除 P、T 外，流体成分（x_{H_2O}、x_{CO_2}）有很大影响。因此，一般说来不是很好的温压计。流体相参加的反应中，ΔS、ΔV 都明显受 P、T 的影响，$\Delta S/\Delta V$ 不是一个常数，所以，在 $P-T$ 图解上，有流体相参加的反应是斜率不断变化的曲线。

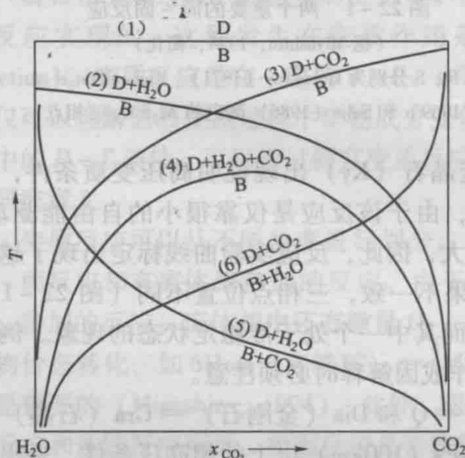


图 22－3　固定压力下各种反应平衡曲线主要形状的 $T-x$ 概略图解

（据 Greenwood，1967；转引自 Miyashiro，1994）

$x_{H_2O} + x_{CO_2} = 1$。B 和 D 为成分固定的固相。图中反应曲线：（1）固－固反应；（2）～（6）为 H_2O 和 CO_2 参加的反应，详见文中说明

1. 分类及 x 对平衡温度的影响

Greenwood（1967）将 H_2O 和 CO_2 参加的反应分类成下列五种类型（Miyashiro，1994），在 $T-x$ 图上，它们的曲线有不同的形状，如图 22－3 所示。

① 简单的脱水反应（简称脱水反应）$B = D + H_2O$（图 22－3，曲线 2）。平衡温度随着 x_{H_2O} 增加而增高，$x_{H_2O} = 1$ 时平衡温度最高。

② 简单的脱碳酸反应（简称脱碳酸反应）$B = D + CO_2$。平衡温度随着 x_{CO_2} 增加而增高，$x_{CO_2} = 1$ 时平衡温度最高。

③ 脱水－脱碳酸反应 $B = D + H_2O + CO_2$。$T-x$ 平衡曲线为上凸形。当 $x_{CO_2} = n_{CO_2}/(n_{H_2O} + n_{CO_2})$ 时平衡温度最高。式中，n_{CO_2}、n_{H_2O} 分别为化学反应式中 CO_2 和 H_2O 的系数。

④ 碳酸盐化－脱水反应 $B + CO_2 = D + H_2O$，$T-x$ 平衡曲线为 S 形，平衡温度随 x_{H_2O} 增加而增高，$x_{H_2O} = 1$ 时平衡温度最高。

⑤ 水化－脱碳酸反应 $B + H_2O = D + CO_2$。$T-x$ 平衡曲线为反 S 形，平衡温度随 x_{CO_2} 的增加而增高，$x_{CO_2} = 1$ 时平衡温度最高。

2. 脱水反应

变质作用过程中脱水反应是大量的。其中，脱水反应：



$$KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + SiO_2 = KAlSi_3O_8 + Al_2SiO_5 + H_2O \quad (22-3)$$

Ms(白云母)　Q　Or　Als

是最重要的脱水反应之一，这是高级变质与中级变质的临界反应。Or + Als 组合指示高级变质，而 Ms + Q 组合指示中低级变质。反应式中铝硅酸盐（Als），视反应压力条件可以是 Ky（高压）、Sil（中压）或 And（低压）（图 22－4）。

由图 22－4 可清楚看出，该反应不仅受 T、P 控制，而且流体成分 x_{H_2O} 也是很重要的控制因素。当 $x_{H_2O} = 0$ 时，平衡温度最低，反应 $P-T$ 曲线具负斜率，且接近直线。随着 x_{H_2O} 增加，平衡温度增高，平衡曲线逐渐变为正斜率曲线，$x_{H_2O} = 1$ 时，平衡温度最高，曲线斜率和曲率最大。而且 x_{H_2O} 对平衡温度的影响随压力增高而明显增大。当 $P = 1.0GPa$ 条件下，

$x_{H_2O}=1$ 时的平衡温度比 $x_{H_2O}=0$ 时的平衡温度高 400℃，可见 x_{H_2O} 影响之大。

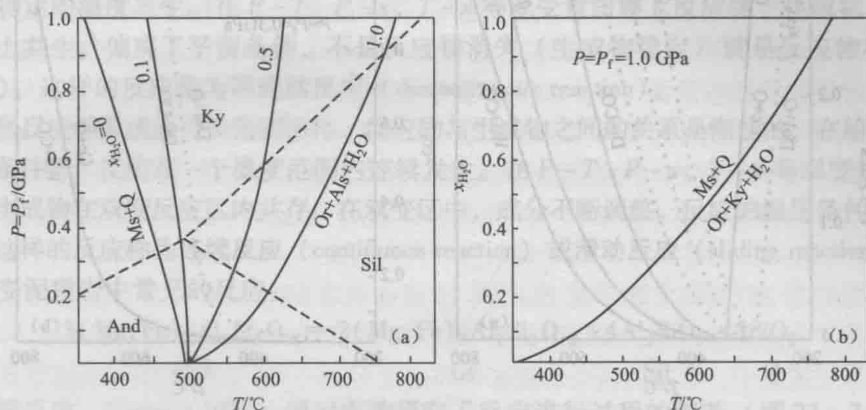


图 22－4　反应 $Ms+Q=Or+Als+H_2O$ 的 $P-T-x$ 图解（a）和 $P=1.0GPa$ 下的 $T-x$ 图解（b）

（据 кориковский，1979 资料绘制）

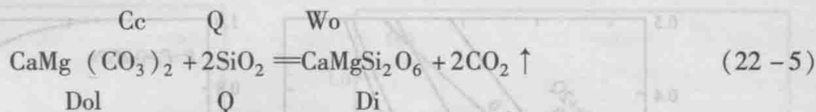
上述特点也是一般脱水反应的特点。由于地壳流体中 H_2O 是大量的，所以在通常的成因分析中，把流体相近似看作纯水相，即考虑脱水平衡时，仅考虑图解中 $x_{H_2O}=1$ 条件下的 $P-T$ 曲线，把脱水反应作为地质温压计应用。在这种情况下，通常脱水反应具有正斜率。但高压时流体相具有高密度，ΔV 成为负值，使脱流体反应斜率为负值。据 Vernon（1976），当压力超过 3.0GPa 时，大多数脱水反应具负斜率。

3. 脱碳酸反应

脱碳酸反应是钙质变质岩中常见的反应。代表性的有如图 22－5 所示的两个反应：



$$\underset{Cc}{CaCO_3}+\underset{Q}{SiO_2}=\underset{Wo}{CaSiO_3}+CO_2\uparrow \qquad (22-4)$$



$$\underset{Dol}{CaMg(CO_3)_2}+\underset{Q}{2SiO_2}=\underset{Di}{CaMgSi_2O_6}+2CO_2\uparrow \qquad (22-5)$$

前者是中级变质与高级变质的临界反应，后者是低级变质与中级变质的临界反应，Cc＋Q 组合在低－中级变质条件下稳定，Dol＋Q 组合在低级变质条件下稳定。富钙岩石中 Di 出现标志中级变质开始，而硅灰石是富钙岩石高级变质的指示矿物。由图 22－5 可看出，这两个反应有脱碳酸反应的下述一般特点：它们都不仅受 T、P，而且受 x_{CO_2} 控制。当 $x_{CO_2}=0$ 时，反应平衡温度最低，平衡曲线为负斜率的直线。随 x_{CO_2} 增加，平衡温度增高，平衡曲线斜率变为正斜率曲线，$x_{CO_2}=1$ 时，平衡温度最高，曲线斜率和曲率最大（但如脱水反应一样，在高压下变为负斜率）。与 x_{H_2O} 对脱水反应的影响类似，x_{CO_2} 对平衡温度的影响也随压力的增高而显著增大。当 $P=0.3GPa$ 条件下，$x_{CO_2}=1$ 时的平衡温度比 $x_{CO_2}=0$ 时的平衡温度要高约 400℃。但是，比较图 22－4 与图 22－5 可看出，脱水反应中，x_{H_2O} 的增加引起的平衡温度增高比较均匀，而脱碳酸反应中，x_{CO_2} 的增加引起的平衡温度增高很不均匀。在 $x_{CO_2}<0.1$ 时，平衡温度随 x_{CO_2} 增加而增加的速率快。$x_{CO_2}>0.1$ 后平衡温度随 x_{CO_2} 的增加而增加的速率越来越慢。例如在 $P=0.3GPa$ 条件下，x_{CO_2} 从 0 至 0.1，平衡温度增加了约 270℃，而 x_{CO_2} 从 0.5 至 1.0，平衡温度仅增加了约 50℃。这可能是有时在成因分析时，以 $x_{CO_2}=1$ 的反应曲线近似代表脱碳酸反应平衡条件而作为地质温度计使用的原因。但必须指出的是，地壳中 CO_2 分布是极不均匀的，对脱碳酸反应的平衡条件必须尽可能把 x_{CO_2} 的影响考虑进去。

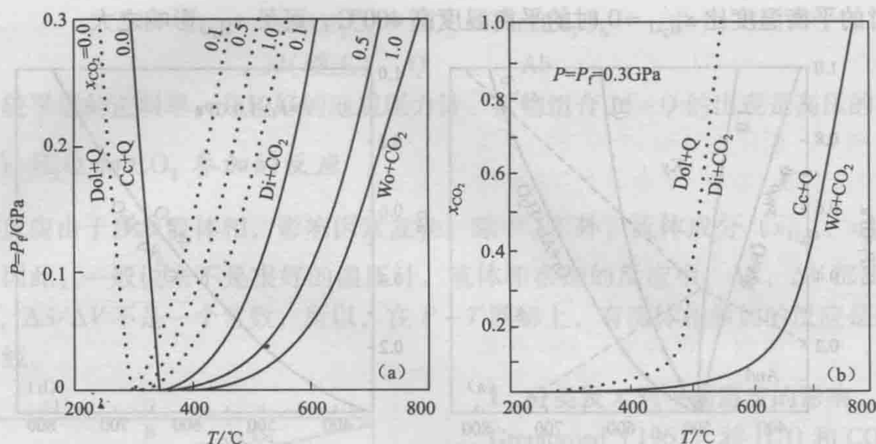
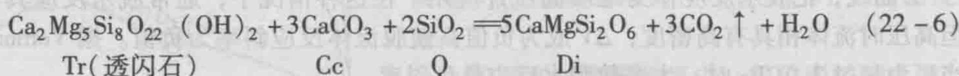


图 22－5　Cc + Q ═ Wo + CO_2（实线）和 Dol + Q ═ Di + CO_2（虚线）的 $P-T-x$ 图（a）和 P = 0.3GPa 下的 $T-x$ 图（b）

（a）据 Tracy & Frost（1991），引自 Blatt & Tracy（1995）；（b）据图（a）作出

4. 脱水－脱碳酸反应

图 22－6 所示的脱水－脱碳酸反应：



$$\underset{\text{Tr(透闪石)}}{Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2} + \underset{\text{Cc}}{3CaCO_3} + \underset{\text{Q}}{2SiO_2} = \underset{\text{Di}}{5CaMgSi_2O_6} + 3CO_2\uparrow + H_2O \quad (22-6)$$

是钙质变质岩中常见的变质反应，它也是低级变质与中级变质的临界反应。Tr + Cc 是低温矿物组合，而 Di + Tr 或 Di + Cc 的出现是中级变质开始的标志。$x_{CO_2}=n_{CO_2}/(n_{H_2O}+n_{CO_2})$ = 3/(3 + 1) = 0.75 时，平衡温度最高。

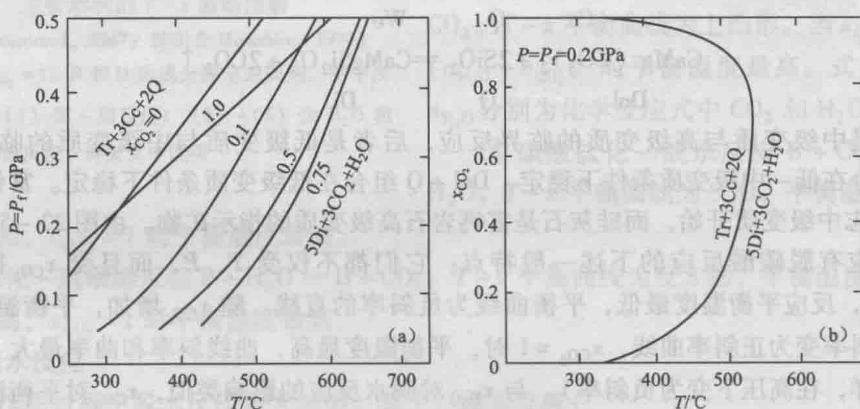


图 22－6　反应 Tr + 3Cc + 2Q ═ 5Di + 3CO_2 + H_2O 的 $P-T-x$ 图（a）和 P = 0.2GPa 下的 $T-x$ 图（b）

（a）据 Blatt & Tracy（1994）和 Winkler（1976）资料作出；（b）引自 Blatt & Tracy（1994）

二、连续反应和交换反应

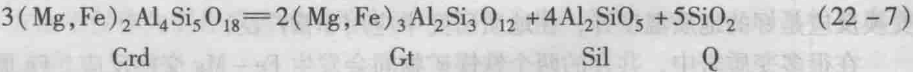
（一）不连续反应和连续反应

根据反应物与生成物之间的关系，变质反应可分为不连续反应和连续反应两类。前面所

提到的变质反应，反应物和生成物之间的关系是突变的，在给定压力和流体成分条件下，反应在一个特定的温度发生。在 $P-T$、$P-x$、$T-x$ 等双变量图解上反应物、生成物只能在单变反应线上共生。偏离了平衡条件，不是反应物消失（生成物稳定）就是反应物稳定（生成物消失），这样的反应称为**不连续反应**（discontinuous reaction）。

另一些反应涉及成分可变的固溶体，反应物与生成物之间的关系是渐变的，在给定压力和流体成分条件下，反应在一个温度范围内连续发生。在 $P-T$、$P-x$、$T-x$ 等双变量图解上，反应物和生成物在双变反应区内共存。在双变区中，成分不断调整，反应的温压条件取决于岩石成分。这样的反应称为**连续反应**（continuous reaction）或**滑动反应**（sliding reaction）。

例如变泥质岩中常见的反应：



$$\underset{\text{Crd}}{3(Mg,Fe)_2Al_4Si_5O_{18}} = \underset{\text{Gt}}{2(Mg,Fe)_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{Sil}}{4Al_2SiO_5} + \underset{\text{Q}}{5SiO_2} \quad (22-7)$$

是一个连续反应。Currie（1971）通过实验研究了反应进行过程的细节（图 22－7a）。低压下堇青石（Crd）稳定。随着压力增高，石榴子石（Gt）开始出现。石榴子石开始出现的温度和压力取决于岩石的化学成分（x_{FeO}）：岩石越富 Mg，石榴子石开始出现的压力越高。石榴子石出现后，堇青石并未立即消失，二者有一个共存区。出现的石榴子石比堇青石更富 Fe（$x_{FeO}^{Gt} > x_{FeO}^{Crd}$）。随着压力增高，石榴子石和堇青石成分分别沿上、下两条曲线不断调整，都越来越富镁。同时，堇青石含量逐渐减少，石榴子石含量逐渐增加。直到 x_{FeO}^{Gt} = 原始 x_{FeO}^{Crd} 时，堇青石全部消失。堇青石消失的 T、P 条件也取决于岩石化学成分（x_{FeO}）。在相对富镁的岩石中，堇青石可以稳定于更高的压力。堇青石与石榴子石共存区宽度也取决于原岩成分。图 22－7b 是岩石 $x_{FeO}=0.6$ 时该反应的 $P-T$ 图解。从该图可看出，该反应主要依赖于压力。随着温度增加，石榴子石和堇青石共存区增大。图中还表示了共存的石榴子石、堇青石的 x_{FeO} 等值线，根据共存的石榴子石、堇青石成分，可估计变质作用温压条件。

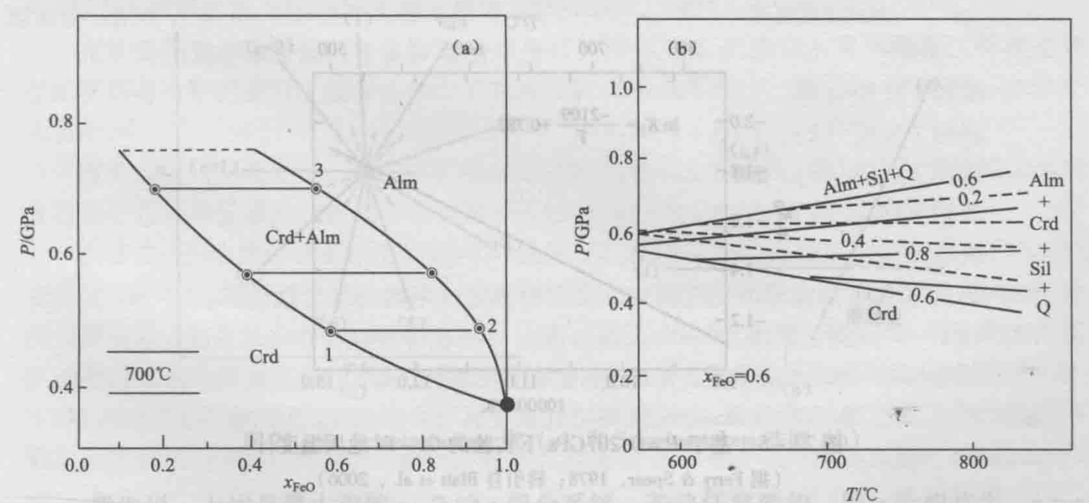


图 22－7　反应 3Crd ═ 2Gt＋4Sil＋5Q 的双变量图解

（a）$T=700$℃时的 $P-x_{FeO}$ 图解（Currie，1971，转引自 Winkler，1976），x_{FeO} = FeO/（FeO＋MgO）；（b）岩石 $x_{FeO}=0.6$ 时的 $P-T$ 图解，数字为 x_{FeO}^{Gt}（实线）和 x_{FeO}^{Crd}（虚线）（据 Winkler，1976 资料作出）

（二）净转移反应和交换反应

根据反应是否改变矿物原子数，变质反应可分为净转移反应和交换反应两类。前面所列

举的所有反应，均引起矿物原子数变化，属于**净转移反应**（net-transfer reaction）。另一类反应仅引起共存矿物间原子（如 Mg - Fe）交换，而不改变有关矿物的原子数，称为**交换反应**（exchange reaction）。由于交换反应不改变有关矿物原子数，仅引起系统很小的体积变化，因而压力对平衡的影响很小（Miyashiro，1994）。

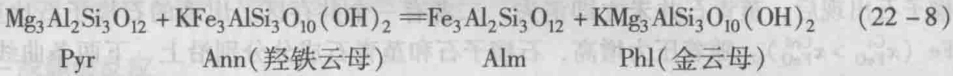
设 x_i^A、x_i^B 分别为组分 i 在平衡共存的 A、B 两相中的摩尔分数，根据 Nernst 分配定律，分配系数 $K_D = x_i^A / x_i^B$ 是 T、P 的函数而与物质 i 的总含量无关，即：$\ln K_D = \Delta G^\circ / RT$。

交换反应体积变化很小，$\Delta V \approx 0$，故 $\Delta G^\circ = \Delta H^\circ - T\Delta S^\circ$（$\Delta H$ 为反应的焓变），所以：$\ln K_D = \Delta H^\circ / RT - \Delta S^\circ / R$。

若将 ΔH° 与 ΔS° 看做常数，则上式为一直线方程。$\ln K_D$ 与 $1/T$ 呈直线函数关系，因而交换反应是好的地质温度计，在地质研究中应用非常广泛。

在很多变质岩中，共存的两个铁镁矿物间会发生 Fe - Mg 交换反应。Fe 原子从一个矿物向另一个矿物迁移，这种迁移由同样数量的 Mg 原子相反方向迁移所补偿。

例如共存的黑云母和石榴子石（镁铝榴石 Pyr，铁铝榴石 Alm）之间的 Fe - Mg 交换反应：



$$\underset{\text{Pyr}}{Mg_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{Ann(羟铁云母)}}{KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2} = \underset{\text{Alm}}{Fe_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{Phl(金云母)}}{KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2} \quad (22-8)$$

据 Ferry & Spear（1978）实验研究，该反应平衡常数 K_D =（Fe/Mg）$_{Gt}$/（Fe/Mg）$_{Bi}$ 与 T（K）、P（bar）的关系为：$\ln K_D = (2089 + 0.0096P)/T - 0.782$。这就是 Gt - Bi 温压计。从式（22 - 8）可看出压力影响较小，可作为地质温度计使用，图 22 - 8 即是基于 P = 0.207GPa 下实验的 Ferry & Spear Gt - Bi 地质温度计。由于石榴子石、黑云母共生可在从低温到高温的很多变质岩中找到，因此，该温度计是一个用得很广的地质温度计。此外，还有 Gt - Crd、Bi - Amp、Bi - Chl、Gt - Chl、Gt - Cpx 等交换反应地质温度计。

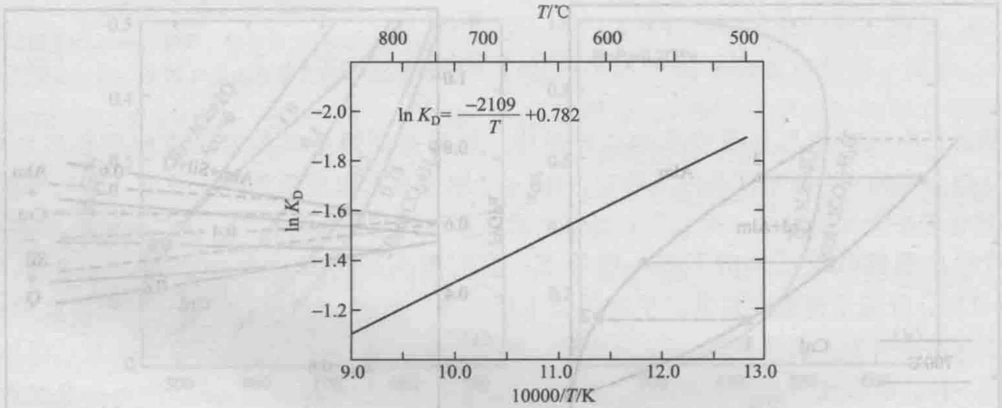


图 22 - 8　基于 P = 0.207GPa 下实验的 Gt - Bi 地质温度计

（据 Ferry & Spear，1978；转引自 Blatt et al.，2006）

三、成岩格子和 Schreinemakers 方法

（一）成岩格子的基本概念

一个化学成分在一定范围的岩石系统，在一定 $P - T$ 条件范围内遭受变质作用时，随着外界条件的变化，岩石系统内通常会发生一系列变质反应。在 $P - T$ 图解上，这些反应的单变线通常彼此会相交。这种在 $P - T$ 空间上单变线相交的网状系统称为**成岩格子**

(petrogenetic grid)。最简单的成岩格子是图22－1中的Al_2SiO_5系统成岩格子。成岩格子是研究变质岩成因、定量估计岩石形成的$P-T$条件的常用方法之一。

荷兰物理学家F. A. H. Schreinemakers于1915年在利用Gibbs相律和Clapeyron方程研究多相平衡系统时，应用拓扑学❶计算，创立了零变平衡、单变平衡和双变平衡的一系列几何表示法，称为Schreinemakers方法。按照这一方法，在运用相律时，若相数和组分数已定，即可建立任何相图的拓扑学。20世纪20年代初，瑞士岩石学家U. Grubenmann最先将该方法引入变质岩岩石学。40年代后，前苏联地质学家Korzhenskii（Д. С. Коржиский）又成功地将其用于开放系统相平衡研究，对其几何图解法作了进一步发展，将原用于$P-T$图解范围扩大到用于化学位图解。目前，由于计算机能为很复杂的系统建立相拓扑学，Schneinemakers方法不仅作为制作成岩格子的方法广泛用于共生分析之中，也用来检验实验成果、指导实验方向。

（二）Schreinemakers方法基本原理

若一组分数为c的系统，平衡状态下由$c+2$个相组成，这$c+2$个相记作1，2，…，i，j，…，$c+1$，$c+2$。由Gibbs相律可知，系统的自由度$f=0$，即这$c+2$个相应共存于$P-T$图解上的零变点。若去掉某一相，则系统由$c+1$个相组成，$f=1$，为单变平衡，在$P-T$图解上，用单变线表示。显然这种单变平衡通常有$c+2$个，在$P-T$图解上表现为由零变点向四面八方辐射出去的$c+2$条单变线，这一束单变线称为**Schreinemakers束**（Schreinemakers' bundle）（图22－9a）。Schreinemakers用写在括弧中的缺失的相来标记这些单变平衡，如（i）表示除i相以外其余各相的单变平衡。每条单变线被零变点分成两部分，一部分代表稳定平衡（图22－9a中实线），另一部分代表准稳定平衡（图22－9a中虚线）。每条曲线均可看做相当于该曲线上$c+1$个共存相之间的一个化学方程。

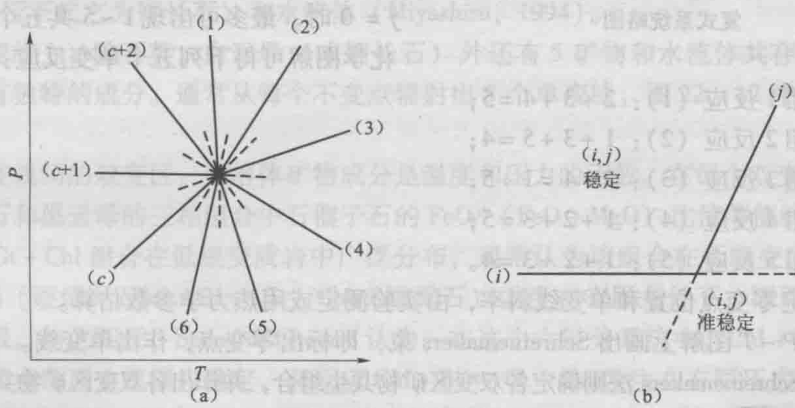


图22－9　Schreinemakers束（a）和Schreinemakers法则（b）

一般地说，上述具最大相数$c+2$的c组分系统，若缺任意两相，即c个相共生，$p=c$，则由Gibbs相律可知$f=2$，为双变平衡，也用括号中的缺失相表示之。如（i，j）表示除i、j两相之外其余c个相的双变平衡。在$P-T$图解上是一个扇形区（双变区）。显然，计有$c+2$个双变区。

Schreinemakers于1915年从几何角度、Morey于1918年从数学分析角度的推导表明：双

❶　拓扑学（Topology）：数学的一个分支，研究几何图形在连续改变形状时还能保留不变的一些特征，它只考虑物体之间的位置关系，而不考虑它们的距离和大小。

变组合（i，j）总是出现在零变点周围夹角不大于180°的扇形区域中，这个扇形区的边界由单变线（i）、（j）限定（图 22 - 9b），这就是 **Schreinemakers 法则**（Schreinemakers' rule），它是 Schreinemakers 几何作图法的基础。

若在一个 c 组分系统中，包含有涉及少于 c 组分的单变反应，则在相应的单变平衡中，共生相数少于 $c+1$，这种系统称为**简并系统**（degenerated system）。如在三元系中有的单变反应只涉及二元系或一元系，当系统的平衡涉及多形转变或有 3 个或 3 个以上的相在成分上共线（$c=3$，4，5，…时）、4 个或 4 个以上的相在成分上共面（当 $c=4$，5，6…）时，都是简并系统。在简并系统中，只涉及小于 c 组分的单变反应（单变平衡）称为简并反应（简并平衡）。

在一个 c 组分非简并系统中，零变点周围有 $c+2$ 条单变线，与之对应有 $c+2$ 个不同的斜率值。而在具有一个简并平衡的简并系统中，零变点周围只有 $c+1$ 个单变线，即对应的不同斜率值为 $c+1$ 个。

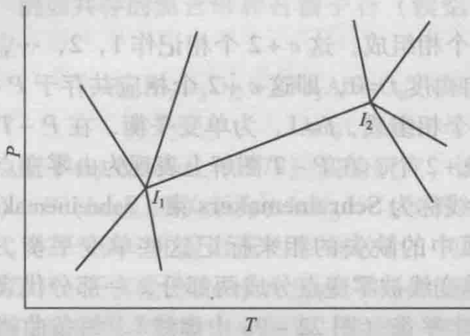


图 22 - 10　包含两个不变点（I_1 和 I_2）的复式系统略图

若在一个 c 组分系统中的相数超过 $c+2$，则该系统必然包含 2 个或更多的不变点，这样的系统称为**复式系统**（multisystem），如图 22 - 10 所示。

（三）三元五相系的成岩格子

下面以图 22 - 11a 所示的三元五相系为例说明制作成岩格子的 Schreinemakers 图解方法。

（1）确定单变反应：这个 abc 三元系，$f=0$ 时，最多可出现 1 ~ 5 共五个相。分析该化学图解可得下列五个单变反应：

缺相 1 反应（1）：$2+3+4=5$；
缺相 2 反应（2）：$1+3+5=4$；
缺相 3 反应（3）：$2+4=1+5$；
缺相 4 反应（4）：$1+2+3=5$；
缺相 5 反应（5）：$1+2+3=4$。

（2）确定零变点位置和单变线斜率，由实验测定或用热力学参数估算。

（3）在 $P-T$ 图解上画出 Schreinemakers 束，即标出零变点，作出单变线。

（4）用 Schreinemakers 法则确定各双变区矿物共生组合，并作出各双变区矿物共生图解。

如图 22 - 11b，由 Schreinemakers 法则可知双变区（1 和 5）共生组合为：

$2+3+4$（该区特有）；
$1+2+4$（与（1，3）区共有）；
$1+3+4$（与（1，3）区和（2，3）区共有）。

同样，可确定其余各区共生组合。确定各区共生组合后，据其连共生线，作出各双变区共生图解，在单变线上表示反应物和生成物，即完成了该三元系成岩格子 $P-T$ 图解，如图 22 - 11b 所示。该图中，各区特有组合用带斜线的小三角形表示。在一张图上能表示矿物共生与温度压力的关系，是 Schreinemakers 方法的优点之一。

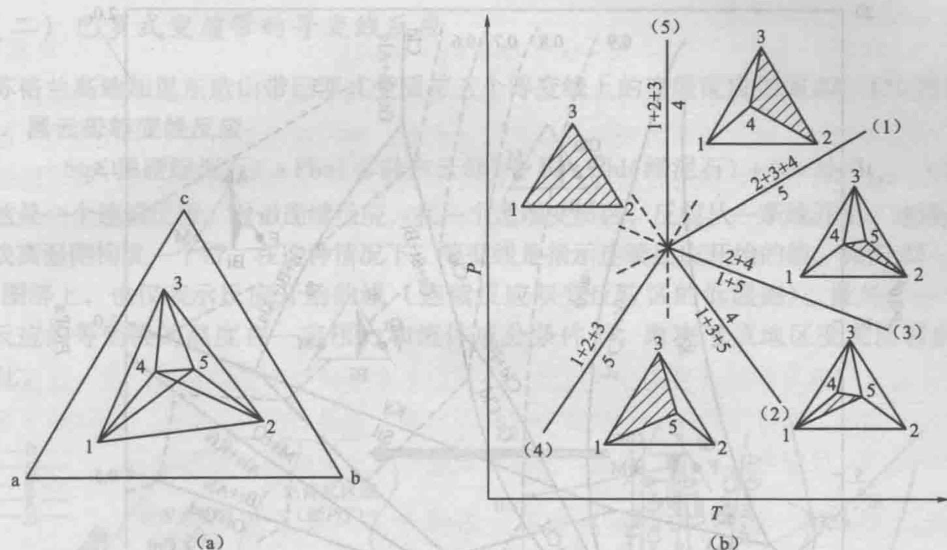


图 22-11　一个三元五相系（a）及其成岩格子（b）

（a）中 a、b、c 为三组分，1~5 为五个相；（b）中画斜线的三角形为各单变区特有组合

（四）Spear & Cheney（1989）的泥质变质岩成岩格子

图 22-12 表示了 Spear & Cheney（1989）所作的泥质变质岩成岩格子之一。尽管他们用了一些实验合成资料和天然共生的推断，但图解主要基于热力学计算而成。泥质变质岩被看作是 $Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O-SiO_2-H_2O$ 六组分系统，所有组合都含有石英、白云母（或高温低压下代之为钾长石）和水流体（Miyashiro，1994）。

在单变线上，除石英、白云母（或钾长石）外还有 5 矿物和水流体共存，所有这些共存矿物都有独特的成分。通常从每个不变点辐射出 5 个单变线，图 22-12 中有一些单变线未表示。

在单变线间的双变区，固溶体矿物成分是温度和压力的函数。在每个双变区用虚线表示含石榴子石和黑云母的三相组合中石榴子石的 FeO/（FeO + MgO）比值等值线。

由于 Gt + Chl 组合在低级变质岩中广泛分布，通常认为该组合在低级变质条件中稳定，而反应 Cld（硬绿泥石）+ Bi ═ Gt + Chl（绿泥石）发生在有限条件下，因而 Cld + Bi 稳定的范围有限。与之相反，Spear & Cheney 认为，在这个六组分系统中，Cld + Bi 共生在低温区域变质的全部压力范围内稳定，而反应 Cld + Bi ═ Gt + Chl 发生在有限压力范围内，即 Gt + Chl 在有限的压力范围内稳定（图 22-12）。他们把这一结论与观察到的天然反应的不一致归于次要组分 MnO 和 CaO 的影响。这些次要组分在石榴子石中高度聚集，导致 Gt + Chl 组合稳定区的扩展。这个观点为 Symmes & Ferry（1992）所证实。

四、变质带和等变线

（一）变质带和等变线的基本概念

在变质岩分布区，变质程度不同的岩石在空间上往往呈有规律的带状分布。根据变质岩矿物、矿物组合、结构构造等特点，可将这些变质程度不等的带划分出来。同一个带的变质岩在一个基本相同的 $P-T-x$ 范围内形成，这些指示变质程度的带称为**变质带**

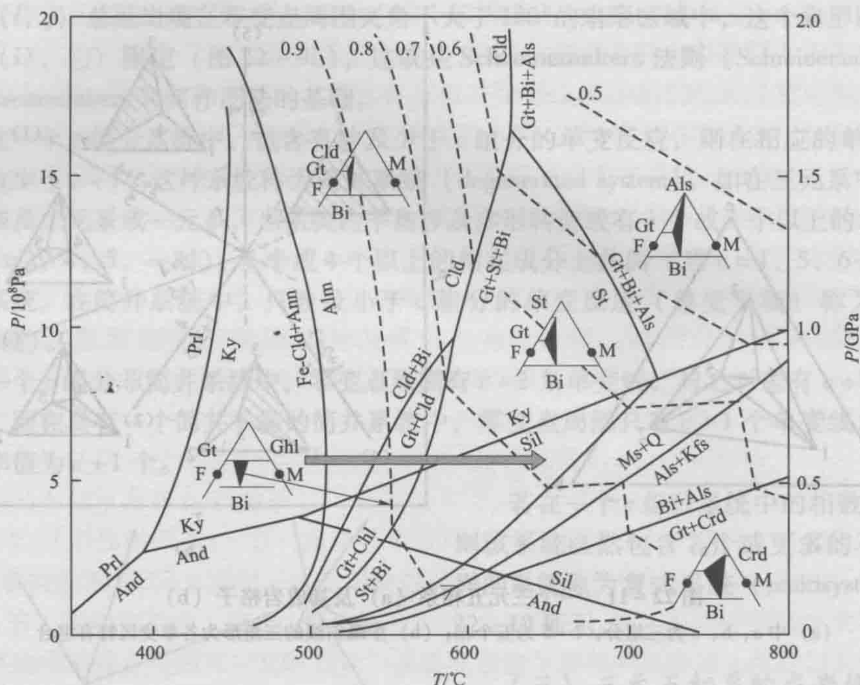


图 22－12　Spear & Cheney（1989）的泥质变质岩成岩格子

Q、Ms（或 Kf）和水流体存在的 $Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O-SiO_2-H_2O$ 六组分系统。除曲线 Fe－Cld（铁硬绿泥石）＋Ann ══ Alm 外，铁镁矿物均为 Fe、Mg 固溶体。虚线是含 Gt 和 Bi 的三相组合中 Gt 的 FeO/（FeO＋MgO）等值线，这些三相组合表示在每个双变区的 AFM 图解中

（metamorphic zone）。带与带之间的界线称为**等变线**（isograd），它与前面讲的成岩格子中的变质反应相对应。

英国地质测量学家乔治·巴罗（George Barrow）于 1893 年第一个成功地在苏格兰高地加里东造山带东南部 Dalradian 地区绘制出递增变质带图。他是以变泥质岩中随变质程度（温度）增高而依次出现的新矿物（称为指示矿物）为标志划分变质带的，因而称该变质带为**指示矿物带**（index mineral zone）。也就是说，他是以指示矿物出现的线作为等变线划分变质带的。在苏格兰高地共标绘出的黑云母、石榴子石、十字石、蓝晶石、矽线石五条等变线（图 22－13），将该变质区划分为绿泥石带（黑云母等变线低温侧）、黑云母带、石榴子石带、十字石带、蓝晶石带、矽线石带六个指示矿物带，通称为巴罗式区域变质带。

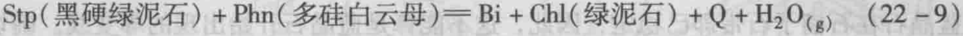
旧矿物消失、新矿物出现是变质反应的结果。因此，上述指示矿物等变线实质是发生在自然界的变质反应线，Winkler（1976）称之为**反应等变线**（reaction isograd），而 Miyashiro（1994）称为**真等变线**（true isograd）。等变线记录的是岩石在热峰时发生的变质反应。因为一个地区热峰是穿时的，所以一个地区各等变线，也不是同时形成的，也是穿时的。

指示矿物带以指示矿物为标志划分。在一些情况下，应用指示矿物易使人误解，可代之以**临界矿物组合**（critical mineral assemblage）作为划分变质带的标志。临界矿物组合是变质带的特征矿物组合，它产生在带的低温限的等变线上。如矽线石带的临界矿物组合为 Sil－Alm－Ms。此外，在少数情况下，也采用结构构造作为划分变质带的标志。此时，标绘出的等变线不是反应等变线，Miyashiro（1994）称这样的等变线为**假等变线**（false isograd）。

（二）巴罗式变质带的等变线反应

苏格兰高地加里东造山带巴罗式变质带五个等变线上的变质反应如图 22－13b 所示。

1. 黑云母等变线反应



Stp（黑硬绿泥石）＋Phn（多硅白云母）═ Bi ＋ Chl（绿泥石）＋ Q ＋ $H_2O_{(g)}$　　(22－9)

这是一个连续反应。对于连续反应，在一个递增变质区，反应从一条线开始，连续进行穿过该线高温侧构成一个带。在这种情况下，等变线是指示连续反应开始的线。如图 22－13b 的 $P-T$ 图解上，也仅表示反应开始的线（连续反应双变反应区的低温侧）。此外，一个基于连续反应的等变线的温度在一定压力和流体成分条件下，取决于该地区变泥质岩的 FeO/MgO 比。

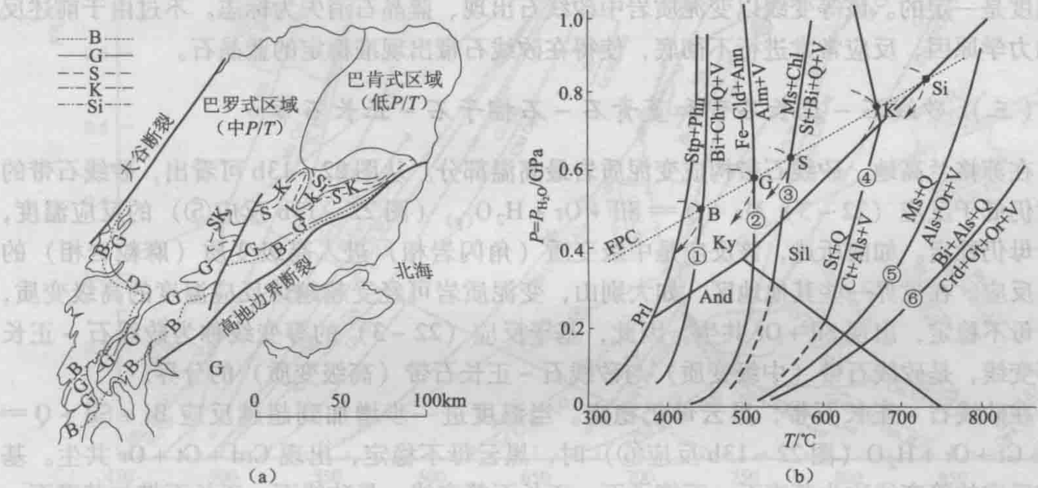
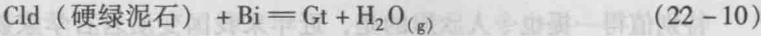


图 22－13　苏格兰高地巴罗式区域变质带（a）（据 Miyashiro，1994）与变泥质岩中若干重要变质反应与巴罗式变质带等变线（b）

变质反应曲线来源：① Winkler（1976）；③④ Crawford & Mark（1982）；其余引自 Spear & Cheney（1989）。B、G、S、K、Si 分别为黑云母、石榴子石、十字石、蓝晶石、矽线石等变线。$P-T$ 轨迹（带箭头的虚线）和野外 $P-T$ 曲线（FPC）参考 Dempster（1985）对 Dalradian 岩石热模拟成果示意性作出，矿物代号参见附录

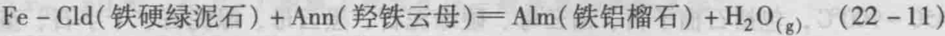
由于白云母（Ms）通常在变泥质岩中较多而黑硬绿泥石（Stp）较少，所以该反应标志着黑硬绿泥石消失和黑云母的出现，即由绿泥石带向黑云母带的转变。

2. 石榴子石等变线反应



Cld（硬绿泥石）＋ Bi ═ Gt ＋ $H_2O_{(g)}$　　(22－10)

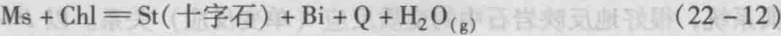
这是黑云母带与石榴子石带的分界反应，以变泥质岩中石榴子石出现为标志。这也是一个连续反应，图 22－13b 中以富铁端元不连续反应：



Fe－Cld（铁硬绿泥石）＋Ann（羟铁云母）═ Alm（铁铝榴石）＋ $H_2O_{(g)}$　　(22－11)

标定该等变线。

3. 十字石等变线反应



Ms ＋ Chl ═ St（十字石）＋ Bi ＋ Q ＋ $H_2O_{(g)}$　　(22－12)

这是石榴子石带与十字石带的分界反应，以十字石出现为标志，指示中级变质的开始。尽管反应涉及 FeO/MgO 比值可变的矿物，但由于反应前后矿物的 FeO/MgO 比值固定，所以是一个不连续反应。

4. 蓝晶石等变线反应



$$St + Q = Gt + Ky + H_2O_{(g)} \quad (22-13)$$

这是十字石带与蓝晶石带的分界反应，由于反应前后矿物的 FeO/MgO 比值固定，这也是一个不连续反应。由于通常的变泥质岩是硅过剩的，所以该反应造成十字石消失。但由于蓝晶石在石榴子石带即已稳定，因此，这不能算是蓝晶石开始出现的等变线。确切地说，该等变线是以十字石消失为标志。称其为蓝晶石等变线，可能因为在该等变线高温侧变泥质岩中蓝晶石大量出现，可容易观察到。

5. 矽线石等变线反应



$$Ky = Sil \quad (22-14)$$

这是蓝晶石带与矽线石带的分界反应。该反应是多形转变不连续反应，在一定压力下反应温度是一定的。该等变线以变泥质岩中矽线石出现、蓝晶石消失为标志。不过由于前述反应动力学原因，反应常常进行不彻底，使得在矽线石带出现准稳定的蓝晶石。

（三）矽线石－正长石带和堇青石－石榴子石－正长石带

在苏格兰高地，矽线石带构成变泥质岩最高温部分。从图 22－13b 可看出，矽线石带的温度仍低于反应（22－3）$Ms + Q = Sil + Or + H_2O_{(g)}$（图 22－13b 反应⑤）的反应温度，白云母仍稳定。如前所述，该反应是中级变质（角闪岩相）进入高级变质（麻粒岩相）的临界反应。在世界一些其他地区，如大别山，变泥质岩可经受超越该反应温度的高级变质，白云母不稳定，出现 Sil + Or 共生。因此，基于反应（22－3）的等变线称为矽线石－正长石等变线，是矽线石带（中级变质）与矽线石－正长石带（高级变质）的分界。

在矽线石－正长石带，黑云母仍稳定。当温度进一步增加到超越反应 $Bi + Sil + Q = Crd + Gt + Or + H_2O$（图 22－13b 反应⑥）时，黑云母不稳定，出现 Crd + Gt + Or 共生。基于该反应的等变线称为堇青石－石榴子石－正长石等变线，是矽线石－正长石带与堇青石－石榴子石－正长石带的界限。

五、变泥质岩相平衡的当代研究

这里的“相”指的是矿物、流体及熔体，相平衡即它们之间的化学平衡。变泥质岩相平衡主要是研究在变质条件下泥质岩系统中的化学反应，阐明变质矿物组合与全岩化学成分和变质作用物理化学条件之间的关系。由于泥质岩对变质条件变化的敏感性，在变质作用过程中矿物演变丰富多彩，其相平衡研究一直受到岩石学家的重视。20 世纪 80 年代以来，Powell 和 Holland 的开创性工作使变泥质岩相平衡研究进入了定量研究新阶段。

特别值得一提也令人欣慰的是，近年来我国变质岩石学家魏春景教授等（魏春景和周喜文，2008；Wei et al.，2004）用 THERMOCAL C3.1 程序，计算了 KFMASH 和 KMnFMASH 系统中变泥质岩的岩石成因格子，压力范围为 0.05～1.2GPa，温度范围为 450～900℃，包括石榴子石、白云母、硬绿泥石、黑云母、绿泥石、十字石、堇青石、尖晶石、斜方辉石、钾长石、铝硅酸盐（Al_2SiO_5）石英、水和熔体，受到国内外岩石学界广泛关注。图 22－14 是他们计算的 KFMASH 系统岩石成因格子，作为反映泥质岩变质作用的经典系统，很好地反映岩石中的变质反应（单变反应）关系。以 $P-T$ 投影图为基础，很容易计算 $P-T$ 假剖面图（pseudosection），反映某一全岩成分随着温压条件的变化所出现的变质矿物组合改变。

图 22-14　KFMASH 系统中的变质泥质岩的 $P-T$ 投影图

（据 Wei et al.，2004）

图中固相线以下假设石英和水过量，固相线以上假设石英过量。黑点线表示 KFMASH 体系中的饱和水固相线，空心星号为奇异点，斜体代号表示可以在反应物和生成物之间变化的矿物相，较小的空心圈表示 KFASH 亚体系中的不变点，较小的灰色圈表示 KMASH 亚体系中的不变点。注意 KFMASH 全体系中的某些单变线终止于亚体系的不变点上

思　考　题

1. 为什么固－固反应是较好的地质温压计？
2. 与脱碳酸反应相比，为什么脱水反应是较好的地质温压计？
3. 为什么当 $x_{H_2O}=0$ 时，在 $P-T$ 图解上脱水反应一般是负斜率的直线？
4. 说明反应 $Ms+Q = Als+Or+H_2O$ 的岩石学意义。
5. 写出两个本章未讲到的岩石中常见的多形转变反应。
6. 说明连续反应的特点。
7. 交换反应是连续反应还是不连续反应？为什么？
8. 查阅文献，找出两个交换反应地质温度计。
9. 说明变质带的定义和划分标志。
10. 利用图 22-9b 说明野外变质梯度（视地热梯度）不同的变质地区出现的指示矿物带是

否相同。

11. 岩石中既有 Sil，又有 And，是否说明岩石形成的 $P-T$ 条件一定在图 22－1 中的 And ═ Sil 反应线上？有哪几种可能？

12. 一泥质变质岩（片岩）具有矿物组合 Alm + Chl + Bi + Ms + Sil + Q，利用成岩格子（图 22－9b）定量估计其热峰变质条件（T、P 范围）。

第二十三章　共生分析、变质相和变质相系

一、矿物相律

（一）共生分析的基本思路

从热力学角度看，一个天然结晶岩石就是一个复杂的非均匀系统。对绝大多数变质岩而言，其热峰条件下形成的矿物组合往往非常接近化学平衡，这使得岩石矿物组合（相）与岩石化学成分（组分）和物理化学条件（自由度）之间的关系应服从 **Gibbs 相律**（Gibbs phase rule）：

$$p + f = c + 2 \qquad (23-1)$$

式中：p 为相数；f 为自由度数；c 为组分数。

因此，从研究变质岩矿物共生组合特征及其变化规律出发，应用相律，可以分析矿物组合与岩石化学成分和物化条件的关系。这是变质岩石学研究的基本方法，称为**共生分析**（paragenesis analysis）。

V. M. Goldschmidt 和 D. S. Korzhenskii（Д. С. коржинский）是两位在岩石学领域应用物理化学基本原理的先驱，前者将相律应用于封闭的岩石系统，提出了封闭系统的 Goldschmidt 矿物相律，创立了封闭系统共生分析方法；后者将相律应用于开放的岩石系统，提出了开放系统的 Korzhenskii 矿物相律，创立了开放系统共生分析方法。他们的工作奠定了现代岩石学基础。

（二）封闭系统的 Goldschmidt 矿物相律

1911 年，Goldschmidt 在研究挪威 Oslo 地区辉长岩体接触变质晕时，将 Gibbs 相律应用于自然变质岩石。他认为，在封闭条件下岩石系统达到平衡时服从 Gibbs 相律。由于变质作用常常是在一定温度和压力区间内进行并达到平衡的，必定至少有两个自由度，即 $f \geqslant 2$。由 Gibbs 相律公式可得 $f = c + 2 - p \geqslant 2$，因此有：

$$p \leqslant c \qquad (23-2)$$

如果系统没有流体相，p 就代表矿物相数；如果有一个流体相，矿物相数就等于 $p-1$。因此在一定温度、压力范围内平衡的矿物相数不大于该岩石系统的独立组分数。这就是 Goldschmidt **矿物相律**（mineralogical phase rule）。它是 Gibbs 相律的地质学形式。

例如 $Al_2O_3-SiO_2$ 二元系，可出现的矿物很多：刚玉、多铝红柱石（莫来石）、红柱石、蓝晶石、矽线石、α－石英、β－石英、鳞石英、方石英、柯石英、斯石英等。但由于 $c=2$，所以 $p \leqslant 2$。即在平衡条件下，不太可能有矿物数大于 2 的矿物组合。

必须指出的是，Goldschmidt 矿物相律描述的是 $P-T$ 图解上双变区内或变质地体的变质带内的矿物共生规律。而 $P-T$ 图解的单变线上或变质地体等变线上出现的矿物相数要比矿物相律允许的相数多 1。

（三）开放系统的 Korzhenskii 矿物相律

Korzhenskii 以前，人们仅把相律应用于封闭系统。Korzhenskii（1936，1942，1973）认为，

虽然交代系统就其整体来说各部分温度、压力、组分化学位等热力学强度变量数值不等，是一种不平衡系统，但在每一个极小局部，这些数值是固定的。当这些数值不随时间变化时，可以建立平衡状态。而当这些数值随时间而变化时，只要其变化速度不超过这一小范围建立平衡所需的速度，则**局部平衡**（local equilibrium）仍能建立。因此，热力学的多相平衡原理能有效地应用于研究交代作用过程。在此基础上，Korzhenskii 提出**组分差异活动性**（differential mobility of components）的思想，拟定开放系统矿物相律和开放系统的矿物共生分析方法。

按照 Korzhenskii 组分差异活动性原理，在开放系统情况下，各组分的活动性不同，可分为**完全活动组分**（perfectly mobile components）和**惰性组分**（inert components）两类。即：

$$c = c_i + c_m \qquad (23-3)$$

式中：c 为组分数；c_i为惰性组分数；c_m为活动组分数。

所谓惰性组分是扩散能力很差，难与外部环境发生物质交换的组分。系统对它们来说是封闭的，在平衡过程中保持质量固定不变，因而又称为**固定组分**（fixed components）。完全活动组分则与之相反，是扩散能力极强，可以在可忽略的瞬间通过粒间流体与外部环境发生物质交换，以使其化学位（或浓度）与外部环境中该组分化学位（或浓度）相等。在平衡过程中，完全活动组分保持化学位（或浓度）不变，外部环境在该过程中起缓冲作用，因而又称为**外缓冲组分**（externally buffered components）。由于完全活动组分化学位（或浓度）与 T、P 一样受外部环境控制，因而，Korzhenskii 提出将活动组分的浓度或相应的化学位与温度、压力一样，看作控制交代反应的外部条件。这样，对开放系统，自由度：

$$f \geqslant c_m + 2 \qquad (23-4)$$

将式（20－3）和式（20－4）代入相律公式 $p+f=c+2$ 中可得：

$$p \leqslant c_i \qquad (23-5)$$

因此，在温度、压力和活动组分化学位的一定范围内，能稳定平衡共存于一开放系统的矿物相数等于或小于惰性组分数，而与活动组分无关。这就是 Korzhenskii 矿物相律。

Korzhenskii 矿物相律使交代分带现象变得容易理解：越接近热液活动中心，活动组分越多，惰性组分越少，因而共生矿物数目也越少。在热液活动中心，甚至只剩下一两个惰性组分，因而可出现单矿物岩。

二、矿物组合、成分－共生图解和组分分析

（一）*矿物组合及其确定标志*

在共生分析中，把一定化学成分岩石达化学平衡时的矿物成分称为**矿物组合**（mineral assemblage）或**矿物共生**、**矿物共生组合**（mineral paragenesis）。矿物组合是岩石化学成分和温压等条件的反映，是共生分析的对象或出发点。由于温度升高的进变质过程反应速率大，易于达平衡，因此，岩石中见到的矿物组合多为热峰矿物组合。

确定矿物共生组合是共生分析的第一步，因为这是应用相律的先决条件。然而，由于不能排除天然变质岩系统存在不平衡状态，也不能排除变质岩中小范围内的化学成分变化，而造成在一块变质岩标本中，甚至于一块薄片范围内见到的矿物有可能属于几个共生组合。因此，必须根据详细的岩石学观察，正确判断矿物共生组合。

确定矿物共生组合的主要标准如下：

（1）一个矿物共生组合中的各种矿物都有相互接触的关系。

（2）一个矿物共生组合的各矿物，相互间无反应和交代现象。

(3) 一个矿物共生组合中，同种矿物的化学成分及光性特征应相近。如有环带，则其边部化学成分及光性特征近似。

(4) 一个矿物共生组合中的一对矿物之间元素的分配符合 Nernst 分配定律，即这一对矿物（如黑云母－石榴子石）在系统各处元素的分配系数近相等。

(5) 矿物共生组合中矿物共生关系应符合矿物相律，即矿物相数不超过惰性组分数（通常矿物种类不超过五六种）。

上述判别标志中，(2)、(3)、(4)、(5) 主要是平衡的标志。具备了这些标准，可认为岩石达到化学平衡。标准 (1) 则是一定的化学成分的标志。由于原岩化学成分不均匀，一个薄片中可出现几个矿物组合。此时可据标准 (1) 将它们区分开来。例如在低压高温下变质的硅质灰岩，Cc + Q 反应生成 Wo + CO_2。如果硅质灰岩由 SiO_2 含量变化的细微薄层组成，虽然硅灰石（Wo）、方解石（Cc）和石英（Q）这三个矿物可在同一薄片中出现，但仔细检查可发现，在各层中只有 Wo + Cc 或 Wo + Q 才构成共生（图 23－1a）。此外，标准 (1) 还可排除被大矿物包裹而不参与反应的“被屏蔽”的相。如图 23－1b 所示，矿物 D 被 B 包裹不能与 A、C 接触，而 A、B、C 三矿物彼此有机会接触，因而有 A + B + C 和 B + D 两个矿物组合。

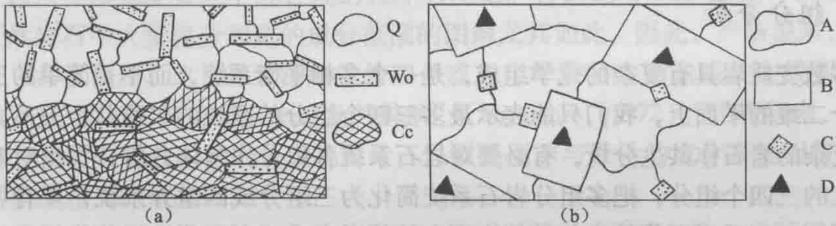


图 23－1　一个薄片中出现两个共生组合

(a) 由于原岩成分的细微变化，使得在一个很小的范围内出现两个共生组合：Wo + Q（上）和 Wo + Cc（下）；
(b) 视域中 A、B、C 三相有机会彼此接触，属一个矿物共生组合，而 D 则被包裹于 B 中，不与 A、C 接触，不包括在该共生组合中，D 与 B 构成另一个矿物共生组合

(二) 成分－共生图解

如果一个岩石系统由三组分组成，根据 Godlschmidt 矿物相律，在普遍观察到的组合中，矿物数应是 3、2 或 1，这意味着当这种岩石的矿物成分用一个三顶点为三组分的三角图解表示时，把该图解分成一系列小三角形就能直观地表示矿物共生关系，这种图解称为**成分－共生图解**（composition-paragenesis diagram）或**共生图解**（paragenesis diagram）。如图 23－2a 的 abc 图解，以 a、b、c 三组分为三角形顶点，7 个矿物按化学组成（a、b、c 摩尔分数）分别标在相应位置上：一组分组成的矿物表示在三角形三个顶点，如矿物 A：a 100%；两组分组成的矿物表示在三角形的三条边上，如 F：b 62%，c 38%；三组分组成的矿物表示在三角形内部，如 G：a 33%，b33%，c34%。这个三元系共 7 个矿物，系统的任意组成一般位于连接三矿物的小三角形内，故达平衡时为三矿物共生，即 $p=3$。如 i 组成，为 A + D + E 三相共生；若成分点位于共生线上，则平衡时为两矿物共生，$p=2$。如 j 组成为 F + C 两相共生；若成分点恰位于某矿物投影点，则平衡时仅一相存在，$p=1$。如 a 组成，平衡时仅一相 A。

大多数变质矿物是具有相当大成分范围的固溶体，它们在成分－共生图解中以线段（两组分固溶体，如图 23－2b 中 A、E）或面积（三组分固溶体，如图 23－2b 中 B、F、G）表示。当岩石成分点位于矿物成分点、线段或面积中时，相数为 1；当岩石成分点落在一条共生线上时，两相共生；当三相共生时，共生关系以图解中一个一定的小三角形表示。

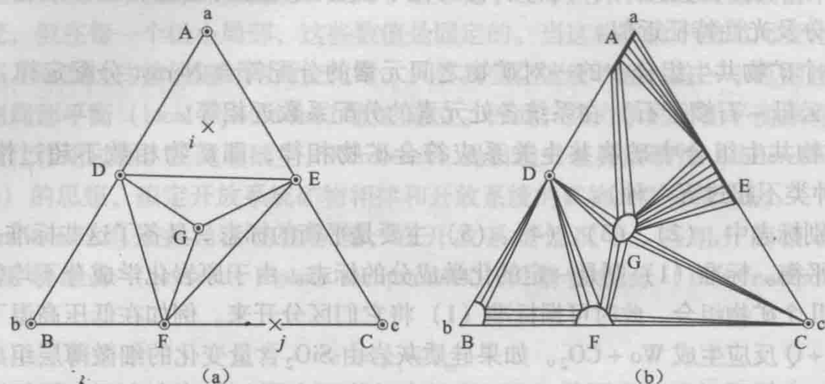


图 23－2　成分－共生图解

(a) a 、b、c 为三个组分，A、B、C、D、E、F、G 为成分固定的矿物；

（b）a、b、c 为三个组分，C、D 为成分固定的矿物，A、B、E、F、G 为固溶体矿物

（三）组分分析

绝大多数变质岩具有复杂的化学组成，是一个多相平衡系统，而不是简单的三元系。然而，在一个二维的平面上，我们只能表示最多三四个组分的系统的矿物共生关系。因此，为了对成分复杂的岩石作共生分析，有必要对岩石系统各组分作具体分析，找出对矿物共生组合影响最大的三四个组分，把多组分岩石系统简化为三组分或四组分系统，才有可能作出成分－共生图解，表示岩石化学成分与矿物组合的关系，这一过程称为组分分析。

Korzhenskii（1973）指出，为了进行共生分析，可将组分进一步分类如下。

1. 完全活动组分

该类组分在间隙溶液中的浓度或化学位与温度、压力一样是岩石系统的外部条件。成分—共生图解表示的是一定外部条件下的矿物组合。所以，外部条件在图解中不表示。当外部条件改变引起矿物组合的变化时，用新的图解表示新条件下的新的一套矿物组合。

2. 惰性组分

惰性组分进一步划分为：

◎ 杂质组分（impure components）：含量甚微，以类质同象混入物形式赋存在造岩矿物之中，如 SrO、BaO 等。杂质组分不改变矿物共生关系，在共生分析时忽略不计。

◎ 类质同象组分（isomorphic components）：如 FeO、MgO 在造岩矿物中相互替代，在共生分析时常将其合并为一个组分（Fe，Mg）O。但造岩矿物中类质同象替代往往是有限的，如 Gt（石榴子石）、Cld（硬绿泥石）和 St（十字石）有高的 FeO/MgO 比值，而 Crd（堇青石）的 FeO/MgO 比值较低。因此，在严格的共生图解中，将 FeO 和 MgO 作为 2 个组分。

◎ 孤立组分（independent components）：如 ZrO_2、TiO_2、P_2O_5，它们在岩石中含量少，且以纯的形式（如 TiO_2）或与其他组分组成化合物（如 $ZrSiO_4$、$Ca_5[PO_4]_3F$）形式，以一个独特的副矿物如金红石（TiO_2）、锆石（$ZrSiO_4$）、磷灰石（$Ca_5[PO_4]_3F$）等产出。共生分析一般不考虑副矿物，因而也不考虑孤立组分。

◎ 过剩组分（excess components）：是系统中大量存在的组分，在参与形成其他共生矿物之后能以过剩状态形成单独的矿物相（过剩矿物），出现于该类岩石的共生组合之中。过剩组分含量多少，只会影响过剩矿物含量多少，而不影响岩石的其他矿物共生。因此，作共

生图解时可不考虑过剩组分，而把过剩矿物放在共生图解之外表示。例如一般情况下，SiO_2在原岩中是大量的组分，变质后经常有石英出现。此时，SiO_2是过剩组分可不考虑。石英是过剩矿物放在成分-共生图解之外。

◎ 有效惰性组分（virtual inert components）：是除上述几类组分之外的其他组分（包括由类质同象组分合并的组分）。它们之间的比例对矿物共生组合起决定性的作用。

从上述组分分析中可看出，矿物共生组合中出现的矿物数目与完全活动组分、微量组分、次要的类质同象组分无关。在不考虑副矿物（不考虑孤立组分）情况下，矿物共生组合中矿物最大数目等于有效惰性组分数加上过剩组分数之和。但过剩组分多少不改变矿物共生，决定矿物共生组合多样性的是有效惰性组分。因此，以有效惰性组分为顶点作出的成分-共生图解可以表示系统的矿物共生关系。由于天然岩石系统成分的差异，有效惰性组分不尽相同，相应的成分-共生图解类型亦不同。因此，成分-共生图解的类型很多。其中最常用的是P. Eskola（1915，1920）的ACF图、A′KF图，J. B. Thompson（1957）的AFM图以及CMS图。

共生图解是将天然岩石的多元系统简化为三元系或四元系表示。无论哪种图解都不免在某种程度上以从相律角度看来不甚合理的程序为基础。特别是对ACF图这样试图在一个图解中表示天然岩石中大量组分和宽的成分范围的图解尤其如此。因此，严格说来，它们不是真正的成分-共生相图。这可导致图解中的四个或五个矿物共生而造成共生线相交。但是，"为了减少成分变量数目，这是一个难免的弊病"（Miyashiro，1972）。比较起来，AFM图和CMS图为特定的组分数较少的成分系统设计，只要是用于与设计的成分系统相符的岩石时，不会出现共生线相交的情况。

成分-共生图解中有效惰性组分的单位，一般地说既可采用摩尔数，也可采用质量百分数。但与质量百分数相比，摩尔数易于标绘矿物化学成分（用矿物化学式标绘矿物），因此均采用摩尔数作单位。为了加以区别，我们用方括号表示摩尔数，如［CaO］表示CaO的摩尔数。

三、ACF图和A′KF图

（一）ACF图

Eskola（1915）设计ACF图以表示成分范围广泛的含石英变质岩（包括泥质、长英质、基性、钙质、镁质）的矿物共生。

1. 含石英变质岩的组分分析

对普通的含石英变质岩，不考虑微量组分和孤立组分，通常包括SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3、FeO、MnO、MgO、CaO、Na_2O、K_2O、CO_2和H_2O共11个组分，这些组分按其化学特征和对矿物共生的影响可分为如下几种。

◎ 完全活动组分：H_2O、CO_2（Eskola把它们处理为过剩组分）。共生图解中不予考虑。

◎ 过剩组分：SiO_2。共生图解中不予考虑，把过剩矿物Q放在图解之外。

◎ 类质同象组分：岩石中存在两种类质同象。一类是Al_2O_3与Fe_2O_3类质同象和FeO、MnO、MgO类质同象，它们普遍出现在造岩矿物中，因而将它们合并处理为两个独立组分：$(Al, Fe)_2O_3$和$(Fe, Mg, Mn)O$。如前所述，这种处理有不合理之处；另一类是Na_2O与CaO类质同象，仅出现在斜长石中，而不出现在其他含钙矿物中。因此，不能将它们合并。Eskola的处理办法是：由于Na_2O只在斜长石中作为CaO的类质同象组分出现，其含量多少有无，只影响斜长石号码，而不会增加或减少一个矿物相。因此，Na_2O不是独立组分，可

不予以考虑，把钠长石放在图解之外。

◎ 有效惰性组分：经过上述组分分析后，得出 4 个有效惰性组分，即（Al，Fe)$_2$O$_3$、CaO、K$_2$O、(Fe，Mg，Mn)O。为了把组分数减至 3，以便于图解表示，Eskola 把 K$_2$O 作为过剩组分，不予以考虑，把钾长石放在图解之外。这样一来，使得该图解出现一个明显的缺点：区分不了低温下泥质变质岩中 K$_2$O 过剩与 K$_2$O 不足的两类组合。

2. ACF 图的编制

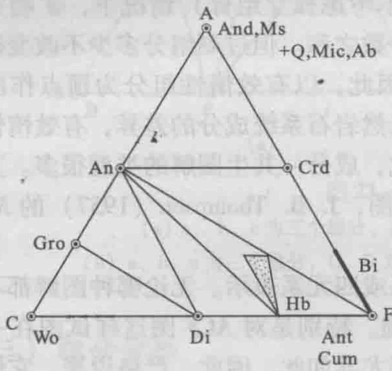


图 23－3 芬兰 Orijarvi 地区接触变质岩 ACF 图

（据 Eskola，1915）

Eskola（1939）将上述三个有效惰性组分为顶点的成分－共生图解命名为 **ACF 图**（ACF diagram）。其中：

$$A = [Al_2O_3] + [Fe_2O_3]$$

$$C = [CaO]$$

$$F = [FeO] + [MgO] + [MnO]$$

$$A + C + F = 100$$

在三角形图解上，按矿物组成的 ACF 比值标绘矿物后，按矿物的实际共生关系连接共生线即完成了 ACF 图解，如图 23－3 所示。

将矿物化学式写成氧化物形式，易于计算矿物的 ACF 值，从而便于标绘矿物。例如：

And（红柱石）	$Al_2O_3 \cdot SiO_2$	A = 100
Crd（堇青石）	$2(Mg, Fe)O \cdot 2Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$	A = 50，F = 50
An（钙长石）	$CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$	A = 50，C = 50
Di（透辉石）	$CaO \cdot (Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2$	C = 50，F = 50
Gro（钙铝榴石）	$3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$	A = 25，C = 75
Wo（硅灰石）	$CaO \cdot SiO_2$	C = 100

显然，图 23－3 使 Orijarvi 地区接触变质岩的矿物共生组合一目了然，这是图解表示法的优点。对 ACF 图有两点必须注意：一是图中 An 位置实际上并不是钙长石，它与图解外的 Ab 一起代表某一号码的斜长石；二是 Ms（白云母）、Bi（黑云母）都是含钾矿物，它们在共生组合中是否出现在很大程度上受岩石的 K$_2$O 组分控制，图 23－3 中所有组合都可出现 Ms、Bi。ACF 图不能表示 K$_2$O 对矿物共生的影响，因而，严格说来，它们不应该表示在 ACF 图上。

3. 岩石成分的标绘

如前所述，将岩石的组成标绘在成分－共生图解上，可以预测该岩石的矿物共生组合。然而，由于在编制 ACF 图过程中，未考虑钾长石、钠长石和副矿物，因此，在根据岩石化学分析资料于 ACF 图上标绘岩石时，需从化学分析中扣除包含在这些矿物中的（Al，Fe)$_2$O$_3$、CaO、(Fe，Mg）O 的量。按照 Eskola 方法，计算岩石的 ACF 值的程序如下：

（1）把岩石化学分析的各个氧化物质量分数（可不考虑 SiO$_2$ 和 H$_2$O）除以其分子量再乘以 1000，换算成氧化物的摩尔数。如：[CaO] = CaO 质量分数 × 1000/CaO 分子量。

（2）用钾长石、钠长石校正摩尔数 [Al$_2$O$_3$]，用磷灰石校正 [CaO]，用方解石校正 [CaO]：

假定岩石所有的 K$_2$O、Na$_2$O 均组成钾长石和斜长石的钠长石分子。由于在钾长石中，[K$_2$O] = [Al$_2$O$_3$]，钠长石中 [Na$_2$O] = [Al$_2$O$_3$]，因此，要在岩石的 [Al$_2$O$_3$] 中扣除钾长石、钠长石中的 [Al$_2$O$_3$]，只需在 [Al$_2$O$_3$] 中减去（[K$_2$O] + [Na$_2$O]）即可。同样，磷灰石的化学式为 $9CaO \cdot 3P_2O_5 \cdot CaF_2$，所以，磷灰石的 [CaO] = 3.3[P$_2O_5$]；方解石化学

式为 $CaO \cdot CO_2$，所以，方解石的［CaO］=［CO_2］。为了扣除岩石中含在少量磷灰石和作为副矿物的方解石中的［CaO］，只需从岩石的［CaO］中减去（3.3［P_2O_5］+［CO_2］）（注意：钙质变质岩不作此项校正）。

这样，可把岩石的 ACF 值计算方案总结如下：

$$A = [Al_2O_3] + [Fe_2O_3] - ([Na_2O] + [K_2O])$$
$$C = [CaO] - (3.3[P_2O_5] + [CO_2])$$
$$F = [FeO] + [MgO] + [MnO]$$

为了用图解表示，要把这些值换算为 A + C + F = 100，即用摩尔分数（%）表示。

【讨论：岩石的 ACF 值计算方案存在的问题和建议】

迄今国内外所有变质岩教材都采用上述岩石 ACF 值计算公式，但我们在实际工作中利用该公式计算出的岩石 ACF 值投图时，常常碰到一些岩石（特别是变质钙－泥质沉积岩）成分点落在图外的情况，说明该计算方案有值得改进的地方。我们通过组分分析发现存在下列问题：

（1）由于 ACF 图中 CaO 是端元组分（有效惰性组分），方解石是主要富钙矿物，在 C 中扣除岩石中含在少量方解石（即"作为副矿物的方解石"）中的［CaO］是不适当的，这与不能因为岩石中含普通角闪石少就在 C 中扣除普通角闪石中的［CaO］、不能因为岩石中 Als 矿物少就在 A 中扣除 Als 中的［Al_2O_3］的道理是一样的。

（2）变质岩中普遍出现的富钙的副矿物是榍石，在 C 值中扣除组成榍石的［CaO］是合理且必要的。由榍石化学式 $CaO \cdot TiO_2 \cdot SiO_2$ 可知，它含有与［TiO_2］等量的［CaO］。因此，在假定岩石中 TiO_2 均用来组成榍石（这个假定比较符合实际）条件下，要扣除组成榍石的［CaO］，只需扣除与［TiO_2］等量的［CaO］就可以了。

（3）造岩矿物中 Fe_2O_3 作为 Al_2O_3 类质同象成分存在，所以在计算矿物 A 值时将把［Fe_2O_3］与［Al_2O_3］加在一起是必要的。但变质岩中 Fe_2O_3 主要用来组成副矿物磁铁矿，这部分 Fe_2O_3 比在矿物中与 Al_2O_3 类质同象的 Fe_2O_3 要多得多。因此，在岩石的 *A* 值计算时不应该把［Fe_2O_3］加上，而应该在计算岩石 F 值时，扣除组成副矿物磁铁矿的［FeO］。由磁铁矿化学式 $FeO \cdot Fe_2O_3$ 可知，它含有与［Fe_2O_3］等量的［FeO］，因此，在假定岩石中 Fe_2O_3 均用来组成磁铁矿（这个假定比较符合实际）条件下，要扣除组成磁铁矿的［FeO］。只需扣除与［Fe_2O_3］等量的［FeO］就可以了。

这样，我们在工作中用的岩石的 ACF 值计算方案为：

$$A = [Al_2O_3] - ([Na_2O] + [K_2O])$$
$$C = [CaO] - (3.3[P_2O_5] + [TiO_2])$$
$$F = [FeO] + [MgO] + [MnO] - [Fe_2O_3]$$

需将这些值换算为 A + C + F = 100，即用摩尔分数（%）表示。采用岩石的 ACF 值新计算方案后，取得了很好的效果，再也没有出现岩石成分点落在 ACF 图外的情况了。因此建议大家都采用这个新方案。

（二）A′KF 图

鉴于 ACF 图不能区分中低温泥质变质岩的 K_2O 过剩组合（含钾长石，无富铝矿物）与 K_2O 不足组合（含富铝矿物，无钾长石），Eskola（1915）设计 **A′KF 图**（A′KF diagram）以表示含石英的泥质变质岩的矿物共生关系。

泥质变质岩通常是贫钙的，且 CaO 主要含于斜长石的钙长石分子中（此处将绿帘石的影响忽略不计），因此，CaO 不是有效惰性组分。而 K_2O 的过剩与不足对该类岩石的矿物共生有重大影响。因此，K_2O 应作为有效惰性组分。这样，对泥质变质岩系统有效惰性组分为 $(Al, Fe)_2O_3$、K_2O、(Fe, Mg, Mn) O。应以这三个有效惰性组分为顶点作成分－共生图解（A′KF 图）表示泥质变质岩的矿物共生关系（图 23－4）。

由于泥质变质岩中钾长石是最富钾矿物，因而在 AKF 图上钾长石是标在 K 顶点的。即

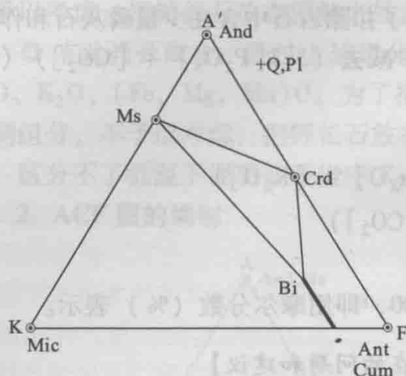


图 23－4 芬兰 Orijarvi 地区 SiO_2过剩的泥质变质岩的 A′KF 图

（据 Eskola，1915）

是将钾长石的 K 值作为 100，A 值作为 0 的。而钾长石分子式中，摩尔数［Al_2O_3］=［K_2O］，因此，计算 A 值时，必须扣除钾长石中的［Al_2O_3］，即扣除与［K_2O］等量的［Al_2O_3］，这样，A 的意义与 ACF 图不同，故将 A 改为 A′，称为 A′KF 图（Winkler，1976）。其三端元分别为：

$$A' = [Al_2O_3] + [Fe_2O_3] - [K_2O]$$
$$K = [K_2O]$$
$$F = [FeO] + [MgO] + [MnO]$$
$$A' + K + F = 100$$

因此，理想成分的白云母（$K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot H_2O$）不是标在 K∶A′=1∶3 的位置，而是标在 K∶A′=1∶2（K=33、A′=67）的位置上。同样，理想成分的黑云母标在 K=14、F=86 的位置。由于黑云母中有些（Fe，Mg）可被 Al 替代，所以其成分可渐变到 A′=15、K=14、F=71 的位置（图 23－4）。与 ACF 图一样，A′KF 图也是表示 SiO_2过剩的岩石，故图解上各组合都含石英，石英表示在图解之外。此外，泥质变质岩常含斜长石或钠长石和绿帘石（低温时取代斜长石），这些含钙、含钠矿物不能表示在图解上，也表示在图解之外。

在 A′KF 图上标绘岩石时，也要进行校正。用副矿物含量校正岩石化学分析的方法基本同 ACF 图。在经过此项校正后，将氧化物质量分数换算为摩尔数。然后，由于 A′KF 图不考虑斜长石（由 Ab 分子和 An 分子组成），因此，必须在 A′中扣除斜长石中的［Al_2O_3］，即扣除与［Na_2O］+［CaO］等量的［Al_2O_3］。这样，可把对副矿物作了必要校正后岩石的 A′KF 值计算方案总结如下：

$$A' = [Al_2O_3] + [Fe_2O_3] - ([K_2O] + [Na_2O] + [CaO])$$
$$K = [K_2O]$$
$$F = [FeO] + [MgO] + [MnO]$$
$$A' + K + F = 100$$

图 23－4 用 A′KF 图表示了芬兰 Orijarvi 地区的泥质变质岩矿物共生。由该图可看出，在该区变质条件下，当岩石成分点落在 Ms-Bi 共生线左下侧（即靠近 K 顶点一方）时，岩石的矿物组合有钾长石而不会有富铝无钾矿物（And、Crd、Cum、Ant 等）。这是 K_2O 过剩的岩石。相反，K_2O 不足岩石的成分点将落在 Ms-Bi 共生线右上侧（即靠 A′F 边一方），其矿物组合中有富铝无钾矿物而无钾长石。因此，A′KF 图合理地表示了上述中低温条件下富铝矿物与钾长石不共生关系，这是该图解的优点。

【讨论：岩石的 A′KF 值计算方案存在的问题和建议】

迄今国内外所有变质岩教材都采用上述岩石 A′KF 值计算公式，但我们在实际工作中利用该公式计算出的岩石 A′KF 值投图时，也常常碰到与前述 ACF 计算相同的问题，即一些岩石成分点会落在图外的情况，也说明该计算方案有值得改进的地方。我们通过组分分析发现存在类似的问题。

（1）与前述计算岩石 A 值情况一样，在岩石的 A′值计算时不应该把［Fe_2O_3］加上，而在计算岩石 F 值时，也要扣除组成副矿物磁铁矿的［FeO］。即扣除与［Fe_2O_2］等量的［FeO］；

（2）该方案假定岩石中全部［CaO］都用来组成斜长石，因此在 A 值中扣除［CaO］即扣除了斜长石中的［Al_2O_3］。可是这个假定有问题：泥质变质岩中含钙矿物不仅有斜长石，还有贫铝矿物榍石（$CaO \cdot TiO_2 \cdot SiO_2$）

和方解石（$CaO \cdot CO_2$），所以，斜长石中的 CaO 摩尔数不是 [CaO]，而是 [CaO] - [TiO_2] - [CO_2]。

这样，我们在工作中用的岩石的 A′KF 值计算方案为：

$$A' = [Al_2O_3] - ([Na_2O] + [K_2O] + [CaO] - [TiO_2] - [CO_2])$$
$$K = [K_2O]$$
$$F = [FeO] + [MgO] + [MnO] - [Fe_2O_3]$$

需将这些值换算为 A′ + K + F = 100，即用摩尔分数（%）表示。

采用岩石的 A′KF 值新计算方案后，取得了很好的效果，再也没有出现岩石成分点落在 A′KF 图外的情况了。因此建议大家也都采用这个新方案。

（三）ACF 图与 A′KF 图的联用

ACF 图能标绘所有常见变质岩，包括泥质、长英质、钙质和基性变质岩，说明它们的相互关系和广泛的共生关系，但不能表示中低温下 K_2O 对矿物共生的影响；A′KF 图则能很好地表示 K_2O 过剩与 K_2O 不足的共生组合，但其应用仅限于泥质、长英质岩石。因此，两者可以互相补充。通常将 ACF 图与 A′KF 图制成双三角形图解联合使用（图 23 - 5），以取得较完整的结果。在联用时，ACF 图上不表示含钾矿物（Ms、Bi）。

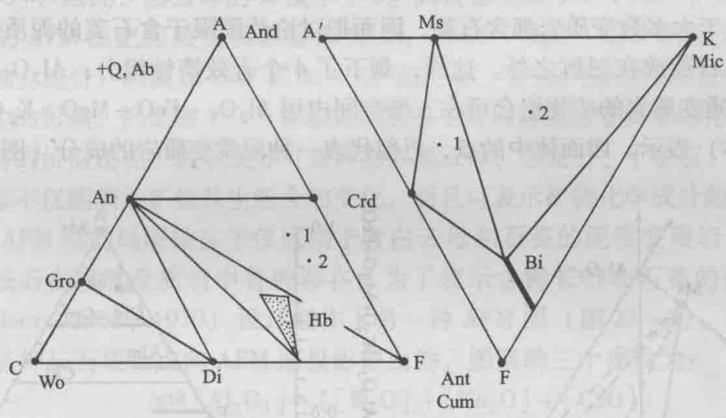


图 23 - 5　芬兰 Orijarvi 接触变质岩 ACF、A′KF 图

在此双三角形图解上判断矿物组合时，特别是当岩石成分在 ACF 图的 A-An-F 小三角形内（即为泥质 - 长英质）时，要将两个图解一起考虑，且以 A′KF 图为主。如图 23 - 5 所示，设两种岩石成分点分别为图上的 1、2 点，则它们的矿物共生组合应判断如下：

岩石 1　Crd + Ms + Bi + Pl + Q，无 Mic。

岩石 2　Mic + Ms + Bi + Pl + Q，无 Crd。

在第二十一章我们已用图 21 - 3 表示了变质岩五大化学类型和主要造岩矿物在 ACF 图和 A′KF 图上的位置，这个图解不但可为制作 ACF、A′KF 图提供方便，而且可直观地表示岩石化学成分与矿物成分的关系。熟悉这个图解，有利于掌握五大化学类型变质岩的化学成分、矿物成分特点和判读成分 - 共生图解，便于在实际工作中以岩石的矿物成分判断其化学类型，以利于恢复其原岩。

四、AFM 图和 CMS 图

（一）AFM 图

与 A′KF 图一样，AFM 图也用于表示泥质变质岩（$K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ -

H_2O 系统，简称 KFMASH 系统）矿物共生，但巧妙的投影方法使得它成为较严格的成分－共生图解。

1. FeO/MgO 对泥质变质岩矿物共生的影响及泥质变质岩组分分析

在泥质变质岩中经常出现黑云母、白云母、石英及 AF 边上两种贫钾矿物（如 And－Crd、St－Gt 等）平衡共生。如北京房山周口店岩体接触变质晕内带见有 St + Alm + Bi + Ms + Q 共生（十字石－铁铝榴石－云母片岩）。这些共生组合的矿物在 ACF、A′KF 图中均位于 AF 边上，不好表示出来，还会造成共生线相交而引起误会。

为什么会出现上述现象？J. B. Thompson（1957）认为，在泥质变质岩的矿物中，Mg^{2+} 和 Fe^{2+} 虽然可以相互替代，但各矿物中替代程度不同，矿物的 FeO/MgO 比值不同：石榴子石、黑硬绿泥石、硬绿泥石、十字石的 FeO/MgO 比值较高，而堇青石的 FeO/MgO 比值较低。因而，岩石的 FeO/MgO 比值对泥质变质岩的矿物组合有重大影响。在泥质变质岩中，FeO、MgO 实际上是两个有效惰性组分，ACF 图和 A′KF 图将它们合并处理为一个组分，当然表示不了这种共生关系，必须另外设计图解。

当不考虑 TiO_2、Fe_2O_3、MnO、CaO、Na_2O 这些次要组分时，泥质变质岩由 SiO_2、Al_2O_3、FeO、MgO、K_2O 和 H_2O 六组分组成。岩石系统对 H_2O 是开放的，因而在成分－共生图解中不考虑。此外，由于大多数变质岩都含石英，因而把讨论范围限于含石英的泥质变质岩，SiO_2 作为过剩组分，把石英放在图解之外。这样，剩下了 4 个有效惰性组分：Al_2O_3、FeO、MgO 和 K_2O。所以，泥质变质岩的矿物组合可在三维空间内用 Al_2O_3－FeO－MgO－K_2O 四面体（可称为 AFMK 四面体）表示。四面体中的点，近似代表一种泥质变质岩的成分（图 23－6a）。

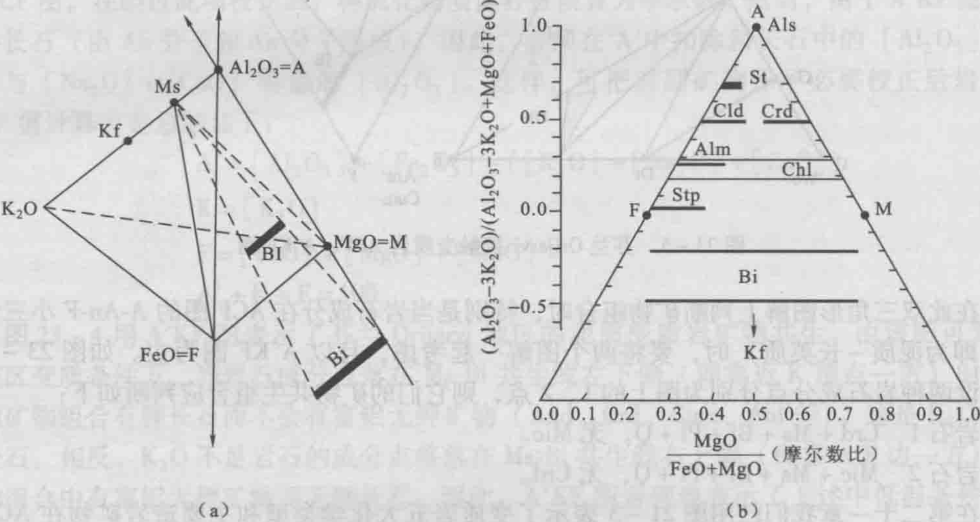


图 23－6　AFM 图的构成

（据 Thompson，1957；引自 Miyashiro，1994）

（a）Al_2O_3－FeO－MgO－K_2O 四面体及通过理想白云母成分点（Ms）向 Al_2O_3－FeO－MgO 平面上的投影图。Bi 为黑云母（BI）的投影；（b）标绘在 AFM 图上的与石英和白云母共生的可能矿物相图。

2. AFM 图的构成

在二维的平面上表示四面体内的变化是困难的，因此，Thompson 设想在四面体的一个面上投影。由于泥质变质岩中的大多数矿物都位于 AFM 面上及其附近，因而选 AFM 面作为投影面。此外，还必须有个投影点。由于白云母在泥质变质岩中分布非常广泛，因此，把讨

论限于含白云母的岩石。这样，在成分－共生图解中就不必表示白云母，而选理想成分的白云母（$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 = KAl_3O_5 \cdot SiO_2 \cdot H_2O$）作投影点。凡在四面体内的矿物都从理想化白云母成分点 MS 向 AFM 面投影。投影面包括 AFM 三个角顶，但并不以 FM 线为限。只有 A－F－M－Ms 小四面体内的矿物，才会投影在 AFM 面上不超过 FM 线。否则，投影点会位于 FM 线外，如图 23－6a 的黑云母投影点。

在 AFM 面上表示矿物组合的成分－共生图解叫 **AFM 图**（AFM diagram）。图 23－6b 表示了 AFM 图上可标绘的所有矿物。必须注意，Thompson 的 AFM 图中未表示白云母，白云母和石英一起放在图外，即图解中所有组合都要包括白云母和石英。AFM 图中指向 Kf 的箭头表示从 Ms 点通过 Kf（钾长石）的投影线只有在无限远处才能与 AFM 面相交。

上述投影过程，实际工作中是用计算进行的。把分析的质量分数换算为氧化物摩尔数之后，按下式计算投影坐标 A 和 M：

$$A = ([Al_2O_3] - 3[K_2O]) / ([Al_2O_3] - 3[K_2O] + [FeO] + [MgO])$$

$$M = [MgO] / ([MgO] + [FeO])$$

在上式中，$-3[K_2O]$的意义是减去投影点 Ms 中的$[Al_2O_3](=3[K_2O])$。黑云母中$[Al_2O_3] \approx [K_2O]$，因此，黑云母的 A 值小于 0。其投影点位于 FM 线的下方。

Thompson 的 AFM 图把泥质变质岩看作 $Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O$ 四组分系统，把 FeO、MgO 作为两个独立组分，因而比 ACF 图和 A′KF 图严格、合理，能很好地表示岩石 FeO/MgO 比值对矿物共生的影响。例如图 23－7 就清楚地表示了周口店接触变质晕内带泥质变质岩的矿物共生。该图解的价值还在于表示成分可变矿物如黑云母、绿泥石、十字石、石榴子石的矿物成分的能力，即不仅能表示矿物共生组合的变化，而且可表示矿物化学成分的变化。

Thompson AFM 图的局限性在于仅适用于含白云母和石英的泥质变质岩。高温时由于白云母分解，钾长石在泥质变质岩中普遍存在。为了表示含钾长石和石英的高温变质岩的共生，E. W. Reinhart（1968，1970）设计制作了另一种 AFM 图（图 23－8），在该图中矿物和岩石投影点是从钾长石成分点向 AFM 面投影得出的，图解的三个参数为：

$$A = [Al_2O_3] - ([K_2O] + [Na_2O] + [CaO])$$

$$F = [FeO] - [Fe_2O_3](-[TiO_2])$$

$$M = [MgO]$$

$$A + F + M = 100$$

上述参数 F 中的（$-[TiO_2]$）意思是视情况可在 F 中扣除副矿物钛铁矿中的［FeO］。

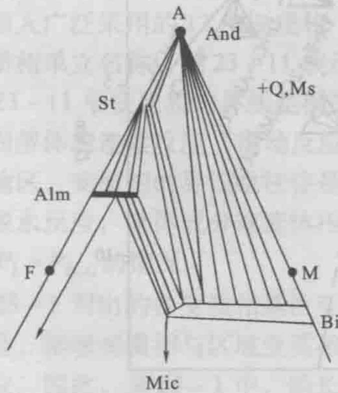


图 23－7　周口店接触变质晕内带泥质变质岩 Thompson AFM 图

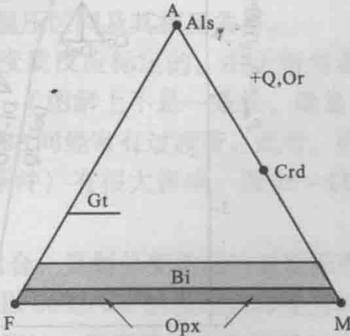


图 23－8　适用于高级变泥质岩的 AFM 图（据 Blatt et al.，2006）

（二）CMS 图

CMS 图（CMS diagram）用来表示变质硅质白云质灰岩（$CaO-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ 系统）矿物共生，在这个系统中，通常情况下，H_2O 和 CO_2 是完全活动组分，CaO（记作 C）、MgO（记作 M）和 SiO_2（记作 S）三组分是惰性组分，可以很好地用三角图解表示，所以，CMS 图是一个严格的成分－共生图解。而且，变质硅质白云质灰岩是分布广泛的钙质变质岩，对变质条件变化比较敏感，因此 CMS 图得到较普遍应用。

图 23－9 在 CMS 图上表示了变质硅质白云质灰岩可能出现的矿物。图 23－10 是在 $P=P_{CO_2}$ 条件下 $CaO-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ 系统成岩格子。通常认为，Di 出现是低级变质进入中级变质的标志，Wo 出现是中级变质进入高级变质的标志，而钙镁橄榄石（Moc）出现意味着进入很高级变质（高热变质）。

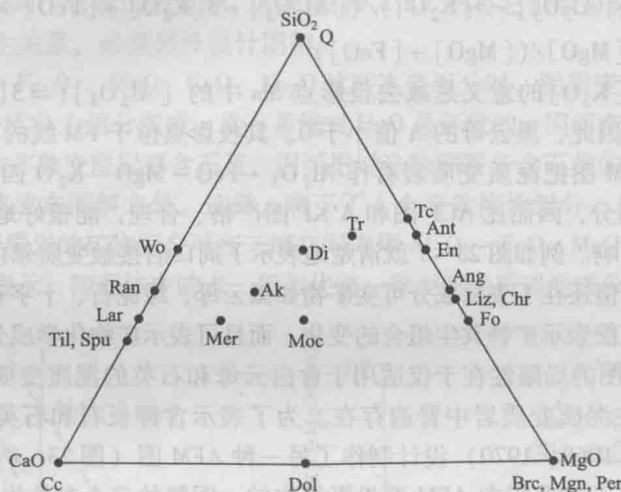


图 23－9　表示 $CaO-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ 系统矿物共生的 CMS 图

（据 Bowen，1940，Evans，1977；转引自 Raymond，2002）

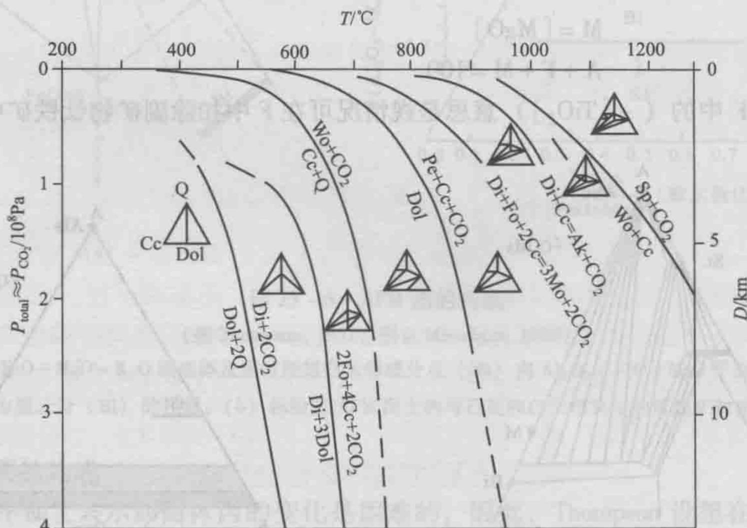


图 23－10　在 $P=P_{CO_2}$ 条件下 $CaO-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ 系统成岩格子

（据 Raymond，2002）

五、变质相和变质相系

(一) 变质相的概念

Eskola (1915) 设计了 ACF 和 A′KF 图表示变质岩的矿物组合，这可以为一些已很好研究的变质地区编制 ACF 图，并发现一些地区的 ACF 图彼此类似，而另一些地区则彼此明显不同。他把前者归因于这些地区变质作用 $P-T$ 条件彼此相近，而后者则归因于变质作用 $P-T$ 条件不同。这样，就能把全世界变质地区分为几类，每一类以相似的 ACF 图为特征，把一个类型的所有岩石归为一个**变质相**（metamorphic facies）。芬兰 Orijarvi 地区接触变质岩构成一个相，称为“角闪角岩相”。Oslo 地区则构成另一个相，称为“辉石角岩相”。每个变质相在世界其他地区都可发现。Eskola 的变质相学说标志着变质岩研究进入一个新阶段。按照目前的理解，可将变质相定义如下：

一个变质相是在热峰附近一定 $P-T-\mu_{H_2O}$ 范围内达到化学平衡的所有变质岩，其矿物组合与岩石化学成分之间有固定的、可以预测的关系。

现将定义作进一步说明如下：

（1）一个变质相是一个等物理系，它包括热峰附近一定物理化学条件范围内形成的各种化学成分的变质岩。因而，变质相与岩石化学成分无关。

（2）“矿物组合与岩石化学成分之间有固定的、可以预测的对应关系”，意思是在一个变质相中，对应不同的岩石化学成分有不同的矿物组合。因而，给定岩石化学成分，可以预测相应矿物组合。一个变质相内岩石化学成分与矿物组合的这种关系是岩石系统达到化学平衡的必然结果，用成分－共生图解可很好地表示这种关系。

（3）变质相的标志是矿物组合。通常用基性变质岩矿物组合划分变质相，并以相应的基性变质岩石对变质相命名。如角闪岩相就是以该相条件下基性变质岩（角闪岩）中出现的斜长石－角闪石组合为标志划分，并把角闪岩和与之相同的温压条件下形成的所有变质岩命名为角闪岩相。由于不同岩石对温压条件变化敏感程度不同，一个变质相内的岩石（如泥质岩）的矿物组合还可能有变化，因此，一个变质相可包括一个至几个变质带或亚相。

(二) 变质相的划分

每一个变质相都是以一个或几个典型地区的一套变质矿物组合为基础，通过广泛的地质和岩矿研究建立起来的。由于影响矿物组合的因素比较复杂，而不同作者所掌握的资料和看问题的角度不尽相同，所以，对变质相的划分至今仍未能很好统一。本书在变质相的分类中沿用了前人广泛采用的 13 个变质相（表 23－1），采用 Turner 的做法，分别为区域变质相和接触变质相单立名称。图 23－11 表示了这些变质相的温压区间及其相互关系。

图 23－11 中变质相的界线是根据基性岩中的特定变质反应标定的。由于相当多的反应是涉及固溶体的连续反应（滑动反应），这类反应在 $P-T$ 图解上不是一条线，而是一个带。在变质地区，变质相的界线也往往是渐变的，相邻两相之间经常有过渡带。此外，许多相界反应是脱水反应，流体成分或流体压力对相界（平衡条件）有很大影响，图 23－11 中表示的仅是 $P_1=P_{H_2O}$ 的情况。

表 23－1 列出的各变质相基性变质岩的临界矿物组合，是划分变质相的重要标志。必须注意的是，接触变质相与区域变质相在 $P-T$ 图解上是以 80℃/km 的视地热梯度为界，并无临界反应。因此，表 23－1 中，钠长－绿帘角岩相（AEH）、普通角闪石角岩相（HH）、辉石角岩相（PH）等接触变质相临界矿物组合分别与绿片岩相（GS）、角闪岩相（A）、麻粒岩相（G）等区域变质相相同。区分它们需考虑地质产状和其他特点。

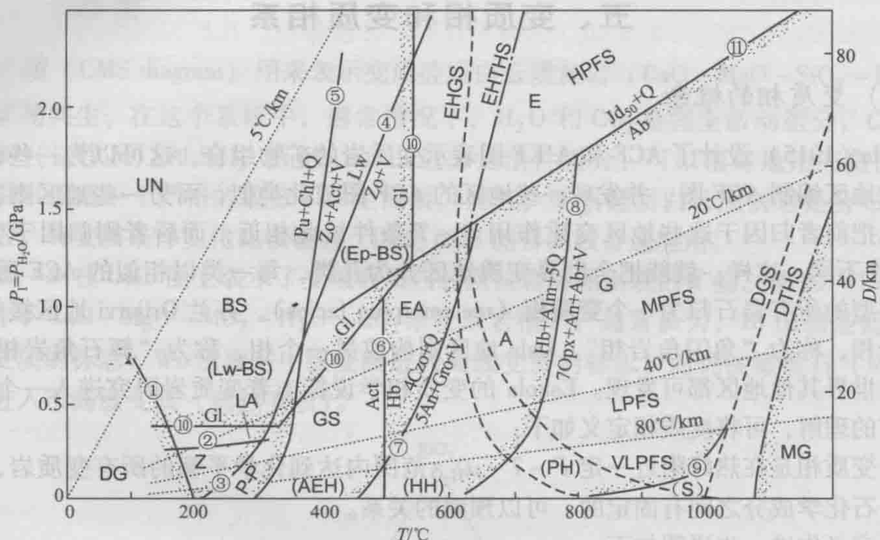


图 23－11　变质相的 *P*－*T* 图解

变质相及其他 *P*－*T* 分区：AEH—钠长－绿帘角岩相；HH—普通角闪石角岩相；PH—辉石角岩相；S—透长岩相；Z—沸石相；P－P—葡萄石－绿纤石相；LA—硬柱石－钠长石－绿泥石相；BS—蓝片岩相（以反应④为界，分 Lw－BS（硬柱石－蓝片岩相）和 Ep－BS（绿帘石－蓝片岩相）两亚相）；GS—绿片岩相；EA—绿帘－角闪岩相；A—角闪岩相；G—麻粒岩相；E—榴辉岩相；HPFS—高 *P/T* 变质相系；MPFS—中 *P/T* 变质相系；LPFS—低 *P/T* 变质相系；VLPFS—很低 *P/T* 变质相系；UN—自然界未知的条件；DG—成岩作用条件；MG—岩浆作用条件。各 *P*－*T* 分区边界都是渐变的。①－⑪ 基性岩中的相界反应；① Anl ═ Ab＋V；② Lw＋Q ═ Lm；③ Lm ═ Wr＋V；⑨ Cc＋Di ═ Ak（钙镁黄长石）＋CO_2（x_{CO_2}），反应④～⑧、⑩、⑪ 涉及的物相均标在反应曲线两侧。曲线来源：① 据 Liou（1971）；②③⑤ 据 Winkler（1976）；④ 据 Chatterjee et al.（1984）；据⑥⑦Hyndman（1985）；⑧ 据 de Waard（1965）；⑨ 据 Turner（1981）；⑩ 天然蓝闪石最大稳定范围据 Maresh（1977）；⑪ 据 Bohlen & Boettcher（1982）；简化花岗岩系统过量水固相线（EHGS）和干固相线（DGS）据 Huang & Wyllie（1975）；拉斑玄武岩过量水固相线（EHTHS）和干固相线（DTHS）据 Green（1982）

表 23－1　变质相的分类及各变质相基性变质岩的临界矿物组合表

产状	变　质　相	代号	基性变质岩的临界矿物共生组合
接触变质	钠长－绿帘角岩相（albite-epidote hornfels facies）	AEH	Ab＋Ep＋Act＋Chl
	普通角闪石角岩相（hornblende hornfels facies）	HH	Pl＋Hb
	辉石角岩相（pyroxene-hornfels facies）	PH	Pl＋Di＋Hy
	透长岩相（sanidinite facies）	S	Pl（高温）＋Aug＋Pig
区域变质	沸石相（zeolite facies）	Z	Ab＋Lm＋Prh＋Chl
	葡萄石－绿纤石相（prehnite-pumpellyite facies）	P－P	Ab＋Prh＋Pu＋Chl
	硬柱石－钠长石－绿泥石相（lawsonite-albite-chlorite facies）	LA	Law＋Ab＋Chl
	蓝片岩相（blueschist facies）	BS	Ab＋Gl＋Chl
	绿片岩相（greenschist facies）	GS	Ab＋Ep＋Act＋Chl
	绿帘－角闪岩相（epidote-amphibolite facies）	EA	晕长石＋Ep＋Hb＋Act
	角闪岩相（amphibolite facies）	A	Pl＋Hb
	麻粒岩相（granulite facies）	G	Pl＋Di＋Hy
	榴辉岩相（eclogite facies）	E	Gt（富 Pyr 分子）＋Omp

与变质相相比，变质级是对变质作用 $P-T$ 空间更粗略的划分。因而，一个变质级包括几个变质相。具体如下：

◎ 很低级：包括沸石相（Z）、葡萄石－绿纤石相（P－P）、硬柱石－钠长石－绿泥石相（LA）、蓝片岩相（BS）；

◎ 低级：包括钠长－绿帘角岩相（AEH）、绿片岩相（GS）、绿帘－角闪岩相（EA）；

◎ 中级：包括普通角闪石角岩相（HH）、角闪岩相（A）；

◎ 高级：包括辉石角岩相（PH）、透长岩相（S）、麻粒岩相（G）；

◎ 榴辉岩相（E）：以高压为特征，温度包括低温－高温的很宽的范围，因而未列于上述以热峰温度为标志的变质级中。

（三）变质相系

在第十八章，作为变质带的实例讲解了巴罗式变质带，它包括有 Chl、Bi、Gt、St、Ky、Sil 共 6 个指示矿物带。这 6 个指示矿物带可归纳为绿片岩相（包括 Chl 带、Bi 带）、绿帘－角闪岩相（Gt 带）和角闪岩相（包括 St 带、Ky 带和 Sil 带）等三个变质相。在第二次世界大战以前，由于英国岩石学家对巴罗式变质带的精细描述，在变质作用研究方面处于领先地位。那时全世界岩石学家都认为巴罗式带中观察到的区域变质作用是正常的，其他区域变质类型即使有也是异常的和不重要的。虽然很早就发现蓝片岩，但被认为是交代作用产物。很长时间里，巴罗式变质带被认为是普遍适用的变质带模式而被人们套用。

战后，由于环太平洋区域变质岩岩石学研究的迅速进展，发现了区域性规模的蓝闪石的变质作用和红柱石的变质作用，说明区域变质作用的多样性。在此基础上，1961 年 Miyashiro 提出了**变质相系**（metamorphic facies series）的概念。按照 Miyashiro（1994）的最新定义，变质相系是“一个递增变质地区观察到的变质相的系列”。

为什么不同的变质地区有不同的变质相的系列？以前 Miyashiro（1961，1976）认为变质相系反映的是地热梯度，不同变质地区地热梯度不同导致它们的变质相系不同。自从变质作用 $P-T$ 轨迹概念提出后，人们逐渐认识到这个看法是有缺陷的。实际上变质相系反映的是变质作用或变质地区的 P/T 比（野外 $P-T$ 曲线显示的视地热梯度），而不是其地热梯度。对应于 4 个 P/T 比类型，有 4 个代表性的变质相系（图 23－11，图 23－12），它们产出的构造背景不同。

◎ 高 P/T 型：以含蓝闪石（Gl）为特征，又称蓝闪石型。典型的相系列为：Z→LA→BS→E。构造背景为俯冲带（高压）和碰撞带（往往超高压），典型地区为美国加州 Franciscan 地区和我国大别－苏鲁地区。

◎ 中 P/T 型：以低温出现蓝晶石、高温出现矽线石为特征，又称为蓝晶石－矽线石型。典型的相系列为：Z→P－P→GS→EA→A→G。典型地区为苏格兰高地巴罗式地区。

◎ 低 P/T 型：以低温出现红柱石、高温出现矽线石为特征，又称为红柱石－矽线石型。典型的相系列为 Z→P－P→GS→A→G。典型地区为苏格兰高地巴肯式（Buchan）地区。

中 P/T 型和低 P/T 型都见于岛弧和大陆造山带。

◎ 很低 P/T 型：接触变质带（接触变质晕）称为接触型，典型的相系列为 AEH→HH→PH；洋底变质也是很低 P/T 型，其相系列与低 P/T 型相同。

由上述可看出，硬柱石－钠长石－绿泥石相（LA）、蓝片岩相（BS）、榴辉岩相（E）三个相为高 P/T 型特有。低 P/T 型 EA 相不发育。而沸石相（Z）、葡萄石－绿纤石相（P－P）相可出现在各 P/T 型相系列之中。

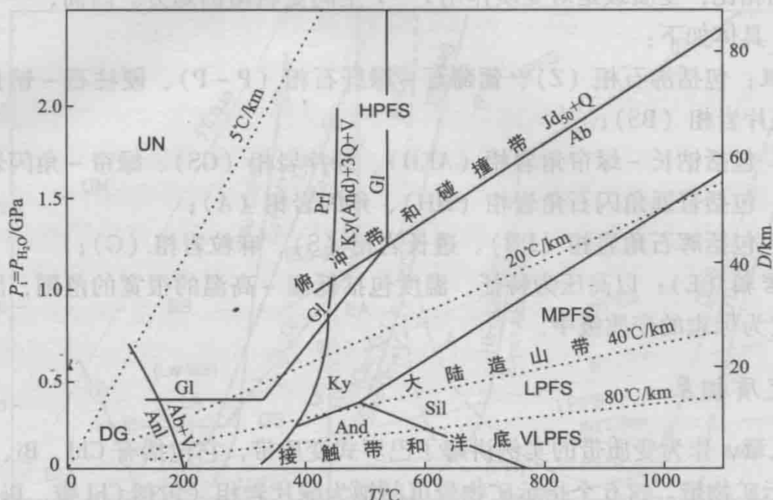
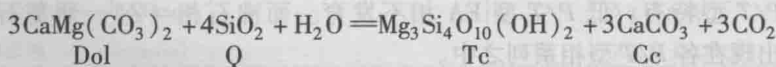


图 23-12　变质相系与构造背景及与 Gl（蓝闪石）、Prl（叶蜡石）和 Al_2SiO_5 多型变体稳定域的关系

Al_2SiO_5 多型转变线据 Holdaway（1971）；叶蜡石（Prl）分解反应据 Spear & Cheney（1989）；其余见图 23-11

思考题

1. Korzhenskii 矿物相律能否用于封闭系统？
2. 为什么在交代岩分布区常可见到单矿物岩？
3. 判断变质岩中矿物不平衡的标志有哪些？
4. 为什么决定矿物共生组合多样性的组分是有效惰性组分？
5. 比较：① ACF 图、A′KF 图；② 变质带、变质相、变质级、变质相系。
6. 为什么岩石的 ACF、A′KF 值计算公式与矿物的 ACF、A′KF 值计算公式不同？
7. 为什么计算岩石的 ACF 图的 C 值时，扣除岩石中含在少量方解石中的［CaO］是不适当的？为什么在计算岩石 C 值时需要减去［TiO_2］？
8. 为什么岩石的 ACF、A′KF 值计算公式中，A 值和 A′值都要减去［K_2O］和［Na_2O］之和？
9. 为什么在计算岩石的 ACF 图的 A 值和 A′KF 图的 A′值时，加上［Fe_2O_3］是不适当的，而计算岩石的 F 值时，则需要减去［Fe_2O_3］？
10. 为什么计算岩石的 A′时要减去（［CaO］-［TiO_2］-［CO_2］）？
11. 为什么变质相系反映的是变质作用或变质地区的 P/T 比，而不是其地热梯度？
12. 计算表 21-1 岩石样品序号为 3 和 23 的 ACF、A′KF 值，并说明，若这两个岩石处于芬兰 Orijarvi 接触变质晕（图 23-5）之中，将会出现什么样的矿物组合。
13. 在 Thompson 的 AFM 图上，富钾泥质岩和长英质岩石成分点会落在哪里？
14. 下列反应是硅质白云质灰岩低温变质条件下发生的一个反应，作出反应线两侧低温侧和高温侧双变区岩石的共生图解：



$$\underset{\text{Dol}}{3CaMg(CO_3)_2} + \underset{\text{Q}}{4SiO_2} + H_2O = \underset{\text{Tc}}{Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{Cc}}{3CaCO_3} + 3CO_2$$

15. 为什么变质相的界线往往是渐变的？
16. 为什么 $P-T$ 图解的单变线上或变质地体等变线上出现的矿物相数要比矿物相律允许的相数多1？
17. 为什么共生图解的类型有很多？为什么在共生图解上可出现共生线相交的情况？
18. 为什么 ACF 图中 An 实际并不是钙长石，而是代表了某一号码的斜长石？为什么严格说来，在 ACF 图上不应表示白云母和黑云母？
19. 为什么 CMS 图是一个严格的成分－共生图解？
20. 试述变质相系分类及其与构造背景的关系。



第二十四章　动力变质岩和冲击变质岩

局部变质岩包括动力变质岩、冲击变质岩、接触－热变质岩和交代变质岩，它们都具有分布局限、以某一变质因素和机制为主、在分布区可观察到与未变质岩石渐变过渡等特征。本章讨论的动力变质岩与冲击变质岩，变质机制都以变形为主。

一、动力变质岩

由动力变质作用形成的岩石称为动力变质岩。动力变质作用是在岩石圈不同深度范围内，各类岩石在构造应力的作用下发生不同程度的破裂、粉碎或塑性变形，有时还伴有重结晶的变质作用。一般地说，当变形以脆性变形为主时导致矿物岩石颗粒发生破裂或粉碎，以韧性变形为主时岩石矿物颗粒之间或在晶粒之内产生塑性行为和流动。动力变质岩是在构造应力的作用下，引发较高的应变速率所产生的。在极端情况下岩石可以因瞬时高温发生熔融。发生动力变质的岩石，多半是已经固结的岩石，但是在洋底生成的部分固结的岩石，经构造变形也能产生动力变质岩。

（一）动力变质岩一般特点

动力变质岩具有下列一般特点，这些特点可作为识别断裂构造的标志：

（1）产在断裂带、韧性剪切带、褶皱的翼部或其他形式的构造变形带内，所以又称为**断层岩**（fault rock）。常因应变局部化成带状分布。其宽度不等，从数毫米至数米，呈线状分布，但有时动力变质岩也具有区域性的规模。在大陆壳范围内、造山带根部和变质核杂岩内部是动力变质岩常见的构造部位；在大陆边缘地区常见区域规模的构造混杂岩；大洋板块的边缘、转换断层和扩张洋脊，则是镁铁质和超镁铁质动力变质岩的发育区。

（2）由于与围岩的差异风化，动力变质岩在地貌上常形成洼沟或陡墙。

（3）具碎裂结构、糜棱结构，有或多或少的棱角状或眼球状碎斑或碎块。

（4）动力变质带内岩性变化大，岩石面貌受原岩、变形机制和变形强度控制。

（5）由于动力变质带是流体活动地带，所以常伴随有蚀变和矿化。

（二）动力变质岩类型

自20世纪70年代以来，随着变形实验的发展、金属物理学理论的引入以及透射电子显微镜在岩石学中的应用，人们对动力变质岩尤其是糜棱岩的研究日趋深入，从而也出现了不少新的分类方案。这些方案尽管各有不同，但均以结构构造特征作为分类标志。

表24－1所示的分类方案，主要以Sibson（1977）分类方案为基础，根据是否固结、是否面理化以及基质性质、基质含量等特征进行分类，这里所说的基质，是指岩石中的粉碎物质。区分了碎裂岩系列和糜棱岩系列。同时，采纳了美国地质调查所（Higgins，1971）的作法，将未固结的和固结的脆性动力变质岩采用同样的基质含量标准划分，即构造角砾相当于松散的构造角砾岩，断层泥相当于松散的碎裂岩，但把二者界限（基质含量）由70%改为50%，并保留了Sibson（1977）的超碎裂岩名称。还采纳了钟增球和郭宝罗（1991）的作法，将假玄武玻璃放于碎裂岩系列，把变余糜棱岩划归糜棱岩系列。分类标志中，有无面

理反映变形机制（脆性变形无面理，塑性变形面理发育），而基质含量反映变形强度（基质含量越高，变形越强）。

1. 碎裂岩系

以脆性变形为主，其显著特征是岩石无定向或略具定向，具碎裂结构或玻璃质碎屑结构，微破裂发育，无或少有重结晶作用。按碎基含量和性质划分为构造角砾岩、碎裂岩及假玄武玻璃，反映随着变形增强，粒度减小的趋势。

◎ *构造角砾岩*：具碎裂结构，角砾状构造。主要由较大的（$d>2$mm）的碎块（角砾）组成，角砾碎块呈棱角状，大小混杂、排列紊乱。基质由细小的破碎物（碎基）和铁质、硅质、钙质胶结物组成。若角砾磨圆，则称为构造砾岩。构造砾岩多有一定的定向构造。

◎ *碎裂岩*：具碎裂结构、块状构造。主要由碎基组成，碎斑含量小于 50%（图 24－1a）。当原岩清楚时，可称为碎裂××岩，如碎裂花岗岩。当原岩不清时，则以矿物命名为××碎裂岩，如钾长石－石英碎裂岩。

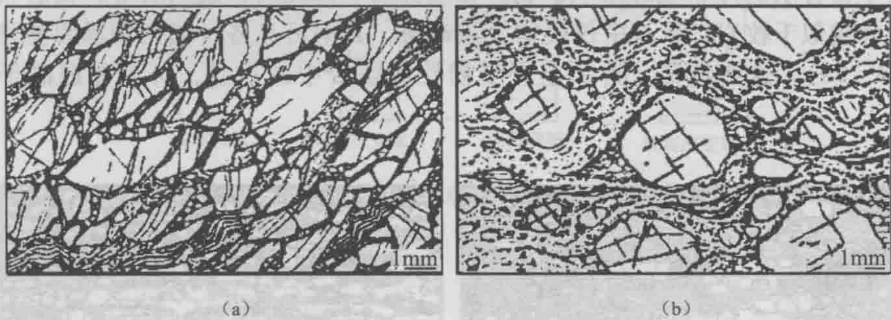


图 24－1 碎裂岩（a）和糜棱岩（b）

（据 Bird，1989）

当碎基占绝大多数，含量 >90% 时，称为**超碎裂岩**（ultracataclasite）（表 24－1）。

表 24－1 动力变质岩分类

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="2"></td><td>未固结的</td><td colspan="5">固 结 的</td><td colspan="2" rowspan="2"></td></tr>
<tr><td colspan="3">无 面 理 的</td><td colspan="3">面 理 化 的</td></tr>
<tr><td rowspan="5">基质的性质</td><td rowspan="3">构造破碎强于重结晶</td><td>构造角砾</td><td>构造角砾岩</td><td rowspan="5">碎裂岩系列</td><td colspan="2">初糜棱岩</td><td rowspan="5">糜棱岩系列</td><td><50%</td><td rowspan="3">基质含量</td></tr>
<tr><td rowspan="3">断层泥</td><td>碎裂岩</td><td rowspan="2">千变糜岩种</td><td>糜棱岩</td><td>50% ~90%</td></tr>
<tr><td>超碎裂岩</td><td>超糜棱岩</td><td>>90%</td></tr>
<tr><td>重结晶为主</td><td></td><td colspan="2">变余糜棱岩</td><td></td><td></td></tr>
<tr><td>玻璃质</td><td></td><td>假玄武玻璃</td><td colspan="2"></td><td></td><td></td></tr>
</table>

（据 Sibson，1977，Higgins，1971；钟增球和郭宝罗，1991 综合）

◎ *假玄武玻璃*：是一种貌似玄武岩的黑色的特殊动力变质岩，具玻璃质碎屑结构，块状构造。在隐晶质－玻璃质基质中有或多或少残余的石英、长石、石榴子石等晶体碎屑（碎斑）。假玄武玻璃常呈细脉状、层状沿裂隙或面理产于碎裂岩或糜棱岩之中。湖北大悟芳畈糜棱岩带内即见到细脉状假玄武玻璃。通常认为，假玄武玻璃是高应变速率下，强烈变形造成的部分熔融而又迅速冷凝的产物。

2. 糜棱岩系

以塑性变形为主，其显著特征是具明显的面理（往往有线理）构造、糜棱结构或变余糜棱结构。根据基质含量和重结晶强度分为糜棱岩、千糜岩、变余糜棱岩等类型。

◎ 糜棱岩（mylonite）：具糜棱结构，定向构造。碎斑通常呈卵圆状、眼球状、透镜状，常发育波状消光、变形纹、变形带、扭折带等晶内和晶界塑性变形结构。基质主要由细小的粉碎或重结晶颗粒组成，具有明显的面理，且常呈条带状（成分层）绕过碎斑，显示塑性流动图像，因而常称为**流状构造**（fluxion structure）（图 24－1b）。

糜棱岩的进一步命名原则与碎裂岩相同，可冠以原岩名称或主要矿物名称，如花岗糜棱岩或长英质糜棱岩等。由于颗粒细小，糜棱岩外观上常呈黑色、暗灰色燧石状，即使长英质糜棱岩亦如此。根据基质的含量，糜棱岩通常进一步分为**初糜棱岩**（protomylonite）（基质 <50%）、糜棱岩（基质 50% ~90%）和**超糜棱岩**（ultramylonite）（基质 >90%）等三类（表 24－1）。

从初糜棱岩到糜棱岩再到超糜棱岩，反映随着变形增强，粒度减小的趋势。糜棱岩通常具绿片岩相矿物组合（变形条件相当于绿片岩相）。

◎ 千糜岩（phyllonite）：是糜棱岩、超糜棱岩具千枚状构造的变种。重结晶作用明显，基质中富含水的片状或纤维状矿物，如绢云母、绿泥石、透闪石等，使岩石呈现丝绢光泽，外貌似千枚岩。岩石中仅残留少量碎斑，其中可见各种晶内和晶界塑性变形结构（图 24－2a）。这些特征，再加上产于韧性剪切带中的产状，可与普通的千枚岩相区分。

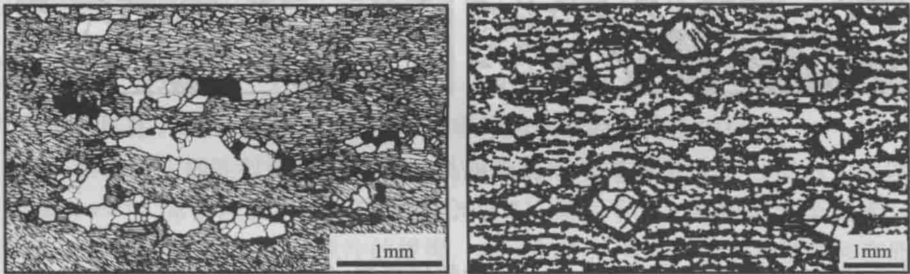


图 24－2　千糜岩（a）（据 Mason & Sang, 2007）和变余糜棱岩（b）（据 Bird, 1989）

◎ 变余糜棱岩（blastomylonite）：是一种完全重结晶的糜棱岩。不仅基质已重结晶、碎斑也完全重结晶，而具变晶结构，以致原有的糜棱结构已很难看出。变余糜棱结构表现在由碎斑重结晶而来的细粒集合体保留原碎斑的外形轮廓和压力影等特征（图 24－2b）。变余糜棱岩具有片状、片麻状构造以及条带状、眼球状构造，包括构造片岩和构造片麻岩两大类型。与普通的片岩、片麻岩一样，进一步命名根据主要矿物。如黑云母－斜长石眼球状片麻岩。构造片岩、构造片麻岩可具有绿片岩相直至麻粒岩相各种矿物组合。它们是变质地体中强变形（强面理化）带，与围岩间无绝然的界线。野外实际工作过程中根据若干变形强度标志（如面理发育程度、包体压扁程度等）将其识别、标绘出来（图 24－3，图 20－8）。

（三）地壳大型剪切带中动力变质岩的分布

一个深达下地壳的大型剪切带，从地表至地下不同深度 $P-T$ 条件不同，变形机制不同，因而形成的动力变质岩类型也不同（图 24－4）。通常在近地表很低级变质条件下，变形以宏观脆性破裂为主，形成碎裂岩和假玄武玻璃。往下是低级变质条件下宏观脆性破裂与准脆性变形的过渡带。由于脆性、韧性事件交替发生，假玄武玻璃与糜棱岩交替形成。在从

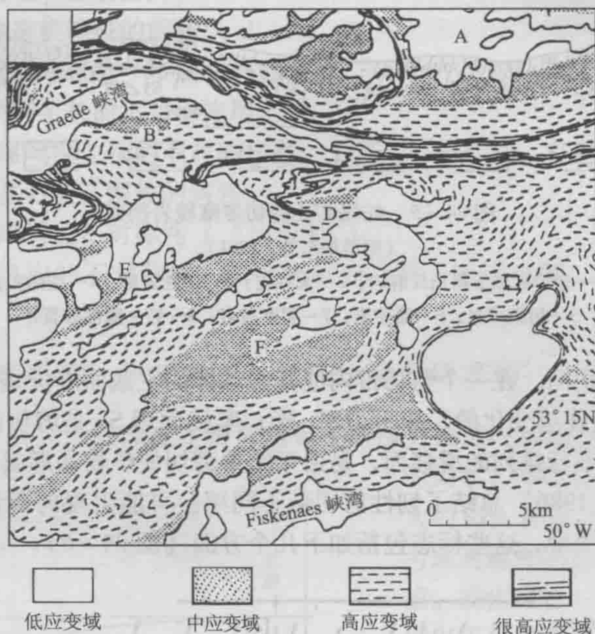


图 24－3　格陵兰西南部太古宙片麻岩区 Graede 峡湾地区有限应变图

（据 Passchier et al.，1990）

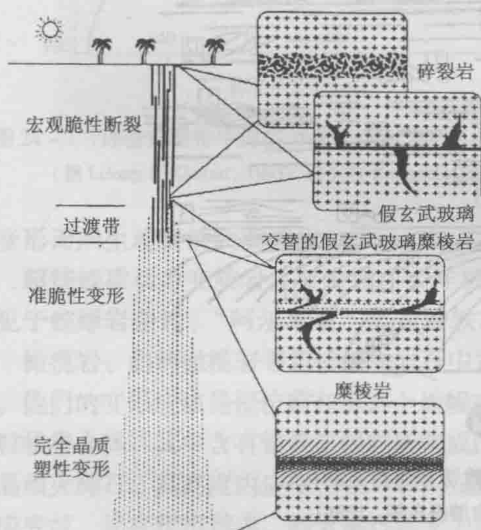


图 24－4　地壳大型走滑剪切带中，不同类型"断层岩"随深度的分布

（据 Passchier et al.，1990）

低级到中级变质条件下，剪切带宽度趋于变宽，与围岩的界线趋于渐变。剪切带内一些矿物如石英、云母以晶质塑性流动机制变形，而另一些矿物如长石和角闪石则主要通过微破裂而变形，这种变形机制称为准脆性变形。在准脆性变形体制下形成典型的糜棱岩。在深部中、高级变形条件下，剪切带宽度大，剪切带与围岩渐变过渡。岩石变形机制为完全晶质塑性变形，形成构造片岩、构造片麻岩等变余糜棱岩。

以上是不同水平（深度）下，由于变形条件不同，变形机制不同，剪切带有不同的构造岩。而在同一水平，由于变形强度通常由剪切带两侧向中心递增，而出现由两侧往中心的构造角砾岩－碎裂岩－超碎裂岩，或初糜棱岩－糜棱岩－超糜棱岩等分带现象，如图 24－5 所示的河南西峡蛇尾韧性剪切带。

（四）韧性剪切带剪切运动方向的确定

韧性剪切带由糜棱岩系岩石组成，带内往往不同程度地发育各种面理和先存标志物的偏移和移位，以及岩石和矿物的结构变化。这些构造学和岩石学特点可以反映剪切指向，而剪切指向的确定对确定韧性剪切带性质是至关重要的。这里必需指出的是，在韧性剪切带研究时要区分两类面理：剪切带内面理 Ss 和糜棱面理 Sc。剪切带内面理 Ss 平行于应变椭球体的

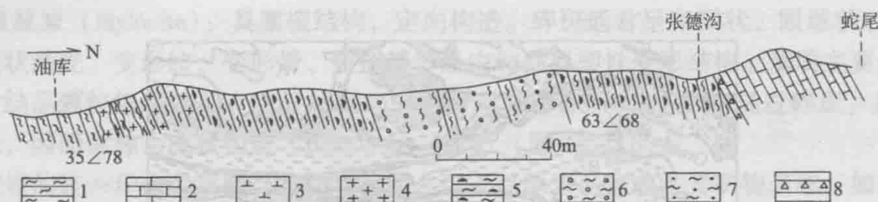


图 24－5　蛇尾韧性剪切带糜棱岩剖面

（据游振东等，1991）

1—秦岭群黑云斜长片麻岩；2—大理岩；3—基性岩脉；4—花岗岩；
5—初糜棱岩；6—糜棱岩；7—超糜棱岩；8—韧－脆性破裂带

主截面而不平行于剪切面，在一个剪切带内应变椭球体的主截面方位是变化的，所以剪切带内面理 Ss 的排列也是连续变化的，多呈“S”形；糜棱面理 Sc 是剪切面理，平行于剪切带的边界。它是一系列平行排列的滑移面，是由于简单剪切使矿物晶形或晶格发生旋转而产生的优选方位。White（1986）总结了韧性剪切带不同部位可能出现的剪切指向标志，并示意性地综合表示在一张图中，这些标志包括如下几个方面（图 24－6）：

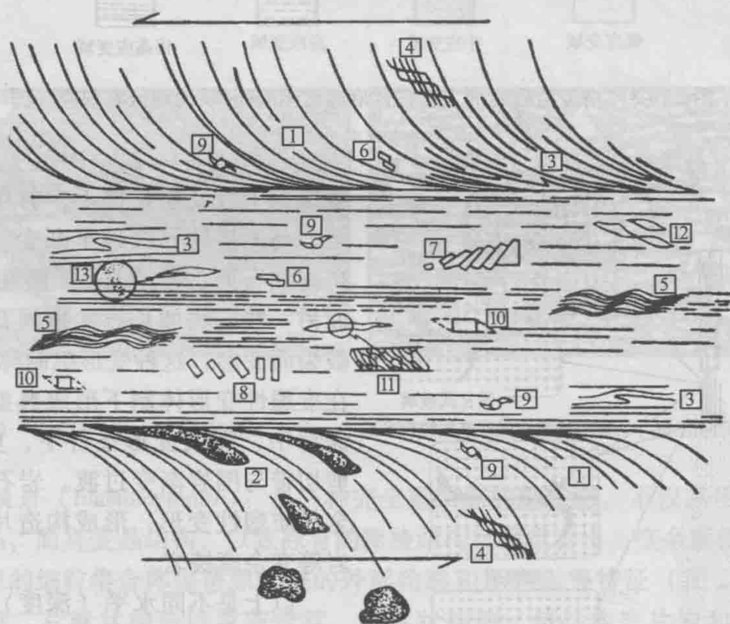


图 24－6　韧性剪切带的剪切方向指向的标志

（据 White，1986；转引自游振东等，1991）

箭头示剪切方向，详见正文

（1）先存或先期面理的旋转，愈接近剪切带，先存面理旋转角度愈大，愈接近平行剪切带。

（2）变形地质标志物的旋转。图中地质标志物为下方黑色岩石团块（例如可能是片麻岩中的角闪岩），接近剪切带处压扁拉长并逐渐旋转至剪切带方向。

（3）片内褶皱的不对称性。在先期面理旋转至剪切面过程中，可以出现局部片内褶皱，小褶皱是不对称的，它的轴面与剪切带的锐夹角指向剪切方向。

（4）微剪切和 Sc 带。在先期面理中可以看到面理的微剪切，剪切面平行于糜棱面理 Sc，即可称为 Sc 带。依据 Sc 与先存面理的关系可以推导剪切指向。

（5）Ss 面理与剪切带或与 Sc 面理的夹角。

（6）剪切碎斑的相对移动方向。
（7）由剪切裂隙造成碎斑的旋转。
（8）由张裂隙造成碎斑进一步裂开并旋转。
（9）旋转碎屑周围生长的不对称拖尾。
（10）非旋转碎屑周围生长的不对称拖尾。
（11）动态重结晶石英亚颗粒的斜列。
（12）拽出云母碎屑的不对称性（“云母鱼”）。
（13）石英 c 轴组构的不对称性。图中所示的石英 c 轴极点图，表现出不对称的大圆环带。

（五）地幔深度的剪切带及岩石：超镁铁质糜棱岩类

图 24－7 表示了进入地幔深度走滑剪切带中剪应力强度（横坐标）与深度（纵坐标）的关系。可以看出，剪应力在 120MPa 大约 8km 深度，温度为 200℃（模型考虑到额外的机械热 τ_V）处达到最大值。发生脆性－韧性转变。在这个深度以下，作为温度的反函数，剪应力强度值会快速减少。在塑性的陆壳中，它就变得可以忽略不计了。地壳大型剪切带中动力变质岩的分布符合这种情况。而再往下，在脆性岩石圈上地幔的上部，剪应力再次变大（2×10^8Pa），但是在大约 100km 的低速带处会降为零。因而处于软流圈的上地幔剪切带中的超镁铁质岩石会发生韧性变形而产生超镁铁质糜棱岩。

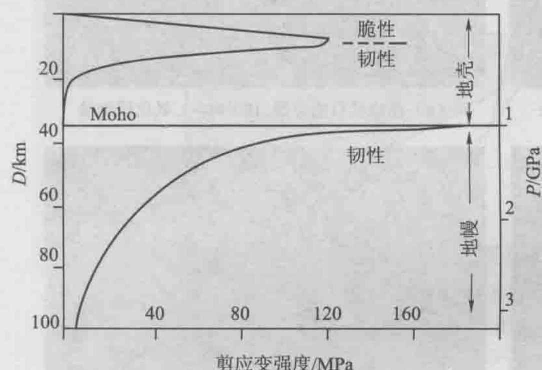


图 24－7　评价走滑带中剪应力强度作为深度的函数的图解
（据 Leloup & Kienast，1993；转引自 Kornprobst，2002）

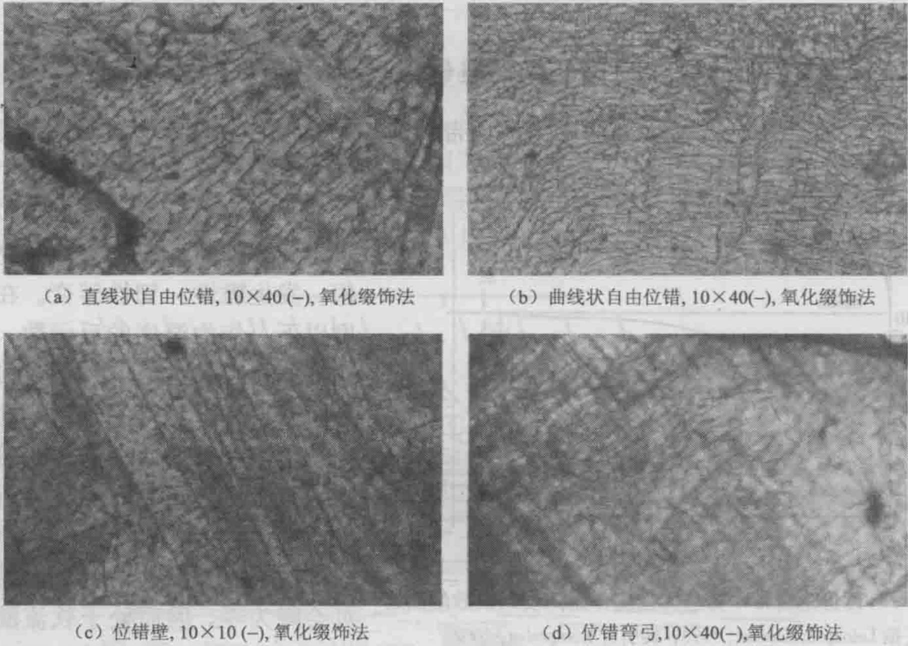
超镁铁质动力变质岩主要发育在大洋板块的边缘、转换断层和扩张洋脊。在大陆地区，则见于蛇绿岩杂岩、“阿尔卑斯”型超镁铁质杂岩体和火山岩的幔源包体中。

橄榄岩、斜辉橄榄岩等超镁铁质岩石中常见明显的应变特征，如橄榄石的变形纹、扭折带等，他们的变形应该是侵位前在源区上地幔中发生的。在超镁铁质糜棱岩中橄榄石粒度减小至细粒状集合体，其中含有铬铁矿颗粒所构成的细小条痕，它们一起构成糜棱岩的基质。碎斑为粗晶顽火辉石，具高度内应变，在［101］晶带上的｛100｝出溶页理显著弯曲。偶然可观察到高应变域，如在扭折带内，顽火辉石转变为斜顽辉石，对｛100｝页理作斜消光，而且干涉色增高（N_g-N_p 约 0.014）。这种转变效应已有实验证明：辉石岩中顽火辉石在围限压力 $n\times10^8$Pa、温度 300～500℃、迅速应变的实验条件下，即可看到这种转变（王仁民等，1989）。

【实例：塔里木盆地北缘幔源岩石包体变形特征及岩石圈上地幔流变规律】

据李源潮等（2010），我国塔里木盆地西北缘的巴楚地区闪辉煌斑岩的幔源包体主要由橄榄岩组成，次为单辉橄榄岩。将幔源包体岩片经高温加工处理后，磨制成超薄双抛光薄片，经偏光显微镜观察，橄榄岩包体内橄榄石矿物中的晶内位错构造十分发育，且随幔源包体来源深度的差异，以及所处的温度和围压条件的不同，位错构造类型和特征呈有规律的变化。观察显示，来源于岩石圈上地幔上部和顶部的橄榄岩包体橄榄石中的位错构造以直线状自由位错为主（图 24－8a），并伴随多方向展布的自由位错缠结、位错

网络；此外，晶粒边界位错构造尤为发育，构成位错塞积，但这其中的曲线状自由位错却较少见。来源岩石圈上地幔中部幔源包体中橄榄石的位错构造则渐变为曲线状自由位错为主（图 24 - 8b），位错壁构造开始出现，仅伴随部分直线状自由位错，晶粒边界的位错塞积也仅仅是局部发育。来源于岩石圈上地幔下部的橄榄岩包体中橄榄石的位错构造较丰富，直线状自由位错已极其少见，主要以曲线状自由位错为主，其中位错壁十分发育（图 24 - 8c），位错弯弓（图 24 - 8d）、位错环、螺形位错构造十分典型，经弗氏台测定，其位错弯弓指示的晶内滑移系为（010）[100]。在此基础上对幔源包体变形时的流变速率以及岩石的等效粘滞度等变形参数和物理参数研究表明，在莫霍面附近以及上地幔韧性软层与脆性层附近差异应力值一般较高；应变速率值则是逐渐减慢的总体变化趋势，整体反映出岩石和矿物从脆 - 韧性的流变性质。



（a）直线状自由位错, 10×40 (−), 氧化缀饰法　（b）曲线状自由位错, 10×40(−), 氧化缀饰法

（c）位错壁, 10×10 (−), 氧化缀饰法　（d）位错弯弓,10×40(−),氧化缀饰法

图 24 - 8　新疆巴楚幔源包体橄榄石中的位错构造

（据李源潮等，2010）

二、冲击变质岩

（一）概述

冲击变质作用（impact metamorphism，近年来多译为“撞击变质作用”、“陨击变质作用”）是 1960 年代以来新认识的一个领域。它是分布在**陨石坑**（astrobleme，meteorite crater）附近，在陨石冲击地表的强大冲击波作用下产生的变质作用。瞬时（1μs ~ 1s）的高压（可达数百吉帕）、高温（可达 >1500℃）条件是其控制因素。变形和伴随的部分熔融是其主要的变质机制。从变质因素看，冲击变质作用是一种极端条件下的变质作用，它的温压范围及其与正常变质作用的比较如图 24 - 9 所示。从图中看出，冲击变质作用的温度随压力而增高，在高温影响下岩石发生熔融，甚至气化。典型的冲击变质岩为**陨击角砾岩**（suevite），这是一种似熔岩外貌的角砾岩，瞬时的高压使石英出现变形纹、变形带，甚至出现超高压石英变体柯石英和斯石英。瞬时的高温使长石、石英熔融形成玻璃，黑云母出现暗化现象。由于其变质因素，变质岩特点与动力变质相似，有时也把它归为动力变质范畴（如 Raymond，1995）。但它不是地球内力作用的结果，而且在月球、火星及其卫星等地外星

体表面更为发育。例如在月球表面上，直径大于 1km 的陨石坑总数达 33000 多个，占月球表面积的 7% ~10%，至于更小的则数不胜数了。因此，更一般地说，冲击变质作用是小行星或彗星撞击行星并在其表面产生的变质作用，可称为**地外变质作用**（extra-terrestrial metamorphism）（Mason & Sang，2007）。本节只讨论发生在地球上的冲击变质作用。

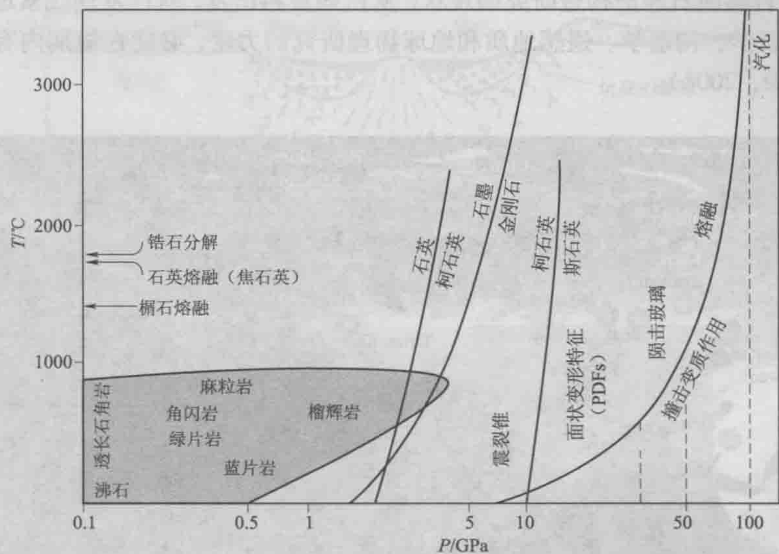


图 24-9　陨击变质作用范围及各类陨击效应的 $P-T$ 范围
（据 French，2003，引自游振东和刘嵘，2008）
阴影区为正常变质作用变质相的 $P-T$ 范围

（二）陨石坑在地球上的分布

地球上的陨石坑是小行星或彗星撞击地球并在其表面形成的一种特殊环状地质构造。与月球、火星等其他行星不同，地球表面有厚约 1000km 的大气层，这就使陨落的小天体进入大气层后，因强烈的摩擦而烧毁，这便是通常所说的流星，只有那些个体较大的才能够在地球表面撞击成坑。此外，在漫长的地质演化历史中，地球表面一直受表生作用和板块运动的影响，因而地质历史较老的陨石坑往往受到风化侵蚀以及构造作用的叠加所破坏；许多陨石坑被埋藏在陨击后期的沉积层之下而难以发现。据国际陨石坑资料库（Earth Impact Database），迄今（至 2010 年 7 月 15 日）地球上已发现的陨石撞击坑数量为 176 个，其中，非洲 17 个，亚洲和俄罗斯 29 个（图 24-10），大洋洲 26 个，欧洲 37 个，北美洲 59 个，南美洲 8 个。这些陨石坑中，最古老的是俄罗斯 Suavjärvi 陨石坑（约 2400Ma），最年轻的是俄罗斯 Sikhote Alin 陨石坑，只有 63 年；最大的是南非 Vredefort 陨石坑，直径达 300km，最小的是美国堪萨斯州 Haviland 陨石坑，直径仅 0.015km。这些陨石坑分布在世界上 32 个国家，尽管从 20 世纪 80 年代开始，中国学者对中国的陨石坑开展了系列的调查和研究，找到了海南白沙、江苏太湖、河北涿鹿矾山盆地、香港九龙、内蒙古的多伦和辽宁岫岩罗圈里等一批疑似陨石坑的环状地质构造，但遗憾的是，没有一个能入选国际陨石坑资料库。长期以来我国陨石坑研究没有取得突破的主要原因，是未能获得证实陨石冲击成因的关键证据（陈鸣，2007）。2009 年经过科学钻探，辽宁岫岩陨石撞击坑在 107m 厚的湖泊沉积之下发现了不同程度的冲击变质岩的混合堆积物，包括含熔体的多相角砾岩，冲击熔体玻璃和石英中击变面状页理 PDFs（陈鸣等，2009）。令人欣慰的是，最近陈鸣等（Chen et al.，2010）

的岫岩坑的研究成果已在美国的 EPSL 杂志公开发表，岫岩坑已成为我国第一个被国际公认的陨石坑，这是我国在冲击变质研究领域的突破。不过，在冲击变质研究方面，我们与国际差距仍然很大，任重道远。经验证明，许多大型陨击构造的确定，都经历过数十年的反复探索。如南非的 Vredefort（陨石坑），1937 年就有人提出属陨击成因，直至 1962 年才得到确认。针对我国目前陨石冲击构造研究的现状，从已知资料出发，对已发现线索地区加强综合研究，加大岩石学、构造学、遥感地质和地球物理研究的力度，必能在短期内有更多的发现（游振东和刘嵘，2008）。

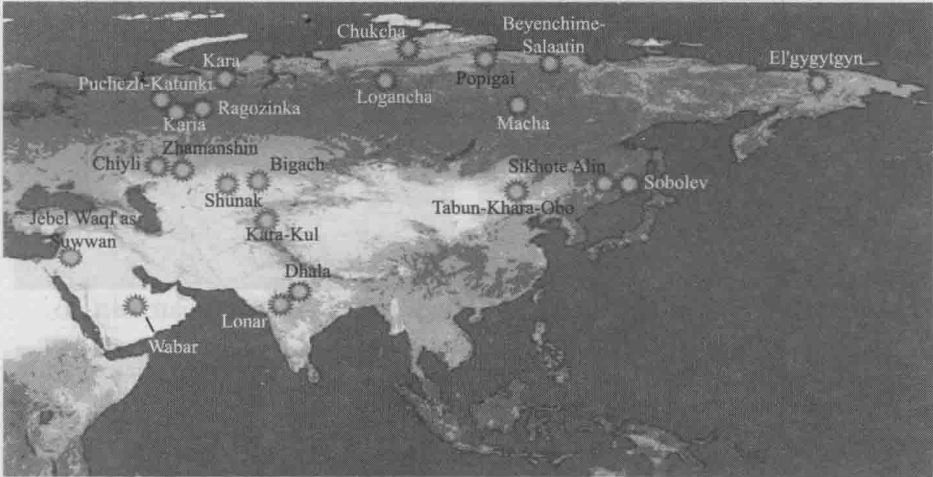


图 24－10　亚洲和俄罗斯冲击构造分布图

（据 Earth Impact Database，Asia & Russia，2010 年 7 月 15 日）

（三）陨石撞击构造的鉴别标志

由于陨石坑形成之后常常受到后期的侵蚀作用和构造破坏。要在现今地表发现陨击构造，需要多学科的共同探索。需要岩石学、遥感地质学和地球物理方法相结合，才能有效发现它们。从地质方面来看，主要有如下鉴别标志。

1. 陨石坑的形貌和构造

年轻的陨击坑的形貌从航空照片就可看出。其主要特征是具有环状隆起坑沿，坑周的抛射物的层序与陨击坑原来的地层层序相反；有时还伴生因巨型碎块轰击而出现的次生坑。按照陨石坑的形貌和构造，陨石坑可大致分为简单和复杂两类（图 24－11）。

◎ 简单陨石坑：深度/直径比为 1/5～1/7，作浅碗状，有抛出物堆积成的坑沿，抛出物沉积的范围是撞击坑直径的 2 倍，抛出物的粒度随远离坑沿而减小。典型实例，美国 亚利桑那州 Barringer 陨石坑（图 24－12），冲击作用时代 4.9 万年，直径 1.12km，深 100m。我国岫岩陨石坑为简单碗形坑，直径约为 1800m，现在的坑底到坑唇山峰最大高程差约为 200m（陈鸣等，2009）。

◎ 复杂陨石坑：复杂陨石坑的直径视靶区的地质情况而不同。如果靶区为沉积地层，则坑直径 ＞2km；如果靶区是个结晶岩发育区则坑直径 ＞4km。深度/直径比很小，约为 1/20～1/10。复杂陨石坑的构造：坑底常有中心隆起，坑围有塌陷、断裂。中心隆起的成因有二：一是坑底靶区岩石因减压而反弹；二是冲击坑开掘后物质坍塌所造成。复杂陨石撞击坑常常诱发岩浆活动，冲击回落的角砾岩层，常常覆盖于熔岩之下。典型实例：加拿大萨德贝里

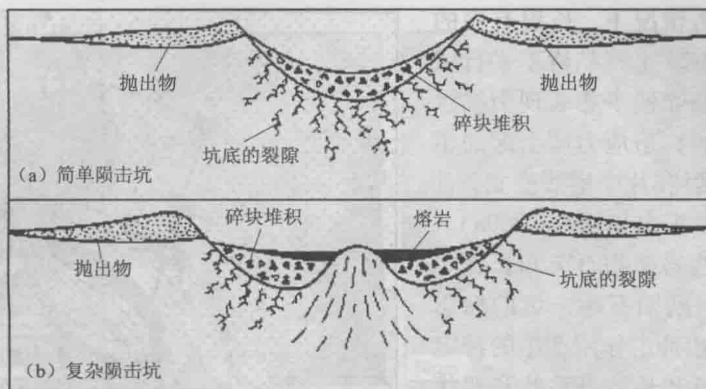


图 24-11　简单陨击坑（a）和复杂陨击坑（b）

（据 Hamilton，2001；转引自游振东和刘嵘，2008）



图 24-12　美国亚利桑那州 Barringer 陨石坑（航空照片 NASA，2006）

（据 Mason & Sang，2007）

（Sudbury）巨型陨石撞击坑（图 24-13）。直径 140km，面积达 15000km^2，包括整个**萨德贝里岩浆杂岩**（Sudbury Igneous Complex，SIC）和底盘岩石破裂而成的**底盘角砾岩**（floor breccia）。萨德贝里陨石冲击构造正位于元古宙休仑超群和太古宙基底之间的界面上。北部和东部为太古宙基底岩石，SIC 以南为元古宙的表壳岩系休仑超群。陨击角砾岩、泥岩和杂砂岩（Whitewater 群）均覆盖在 SIC 之上。整个 SIC 周围 17km 以内，都能找到陨石撞击的构造标志冲击锥；SIC 周围均有陨击角砾岩、假玄武玻璃等撞击变质岩的分布，显然属于陨石冲击构造的外环。在不少地方，陨击角砾岩还成为 Cu-Ni-PGE（铂族元素）矿床的围岩。

2. 陨石的残块

较年轻的陨击坑中常常可以找到陨石的残块。采集坑内及坑沿沉积物样品，仔细淘洗，分析研究其中的重组分，可能发现铁镍球粒陨石等更确切的判据。

3. 冲击锥（shatter cone）

冲击锥又称**震裂锥**。在地表受陨击的岩石破裂面上有明显条纹状锥形构造。条纹长度从不足 1cm 至数米，条纹从锥顶向侧翼分散作马尾状（图 24-14），冲击锥的出现说明冲击波的压力可达 2~25GPa。受到核爆炸的岩石，也有因冲击波造成的冲击锥。系统测量统计冲击锥顶的指向，可以判定冲击波发射的中心。

4. 冲击面状变形构造（planar deformation features，PDFs）

冲击面状变形构造，又译作**击变面状页理**。特点是石英、长石等矿物颗粒中出现许多小的板片（图 24-15a），矿物的折射率和双折率都普遍降低，其中有的板片甚至已转变成非晶

质体；在强烈冲击情况下，长程有序的晶体结构受到破坏，出现晶格不平行域或镶嵌构造，在偏光镜下亦表现为波状消光，但与一般的构造应力所引起的不同，它在 X 光衍射胶片中谱线变宽，且出现星芒现象（游振东和刘嵘，2008）。

冲击坑岩石造岩矿物石英和长石中发育的 PDFs 是判断陨石撞击坑的标志性判据。FDFs 是由冲击作用产生的特定矿物结构，是石英和长石等岛状和架状硅酸盐矿物中的一种动态高压变形微结构。矿物 FDFs 通常沿着晶体特定方向（如石英的 $\{101n\}, n=1\sim4$）产生，片晶状薄片在矿物中均匀分布平行排列，单个薄片厚度 $<1\mu m$。石英中的 FDFs 可由以下微结构组成：高密度的位错带、不规则的石英微粒薄层、非晶化玻璃薄层等。除人工核爆炸和自然界大规模撞击作用以外，任何其他地质作用包括火山喷发、构造运动和地球深部高温高压等，都不可能在矿物中产生这种特殊的面状变形构造，所以，PDFs 是判断陨石坑的决定性判据。我国辽宁岫岩环状构造中发现的石英 FDFs 特征十分典型（图24－15b），其特征与世界上其他已知陨石撞击坑中揭示的石英 FDFs 相同，从而为确定该坑陨石冲击成因提供了确切证据（陈鸣，2007）。需要特别指出的是 PDFs 很容易与变质岩中出现的“变形纹”或“微页理”相混淆，这类变形特征被称为面状裂隙（planar fractures，PFs），与 PDFs 有明显差别。PFs 之间的宽度一般大于 $5\sim10\mu m$，分布不均匀，平行于特定的晶体面，如 $\{0001\}$ 或 $\{10\bar{1}1\}$。PFs 通常是长期缓慢高压变质作用的结果，形成压力要远比 PDFs 低。PDFs 则是瞬间高压冲击作用的产物。因此，PFs 不能作为判断冲击坑的结论性依据。



图 24－13　加拿大的萨德贝里（Sudbury）巨型陨石坑

（据 Reimold，2005）

上图为陨石撞击构造及撞击变质岩的分布；

下图为主要矿床的分布



图 24－14　加拿大 Haughton 冲击构造细粒石灰岩中的震裂锥

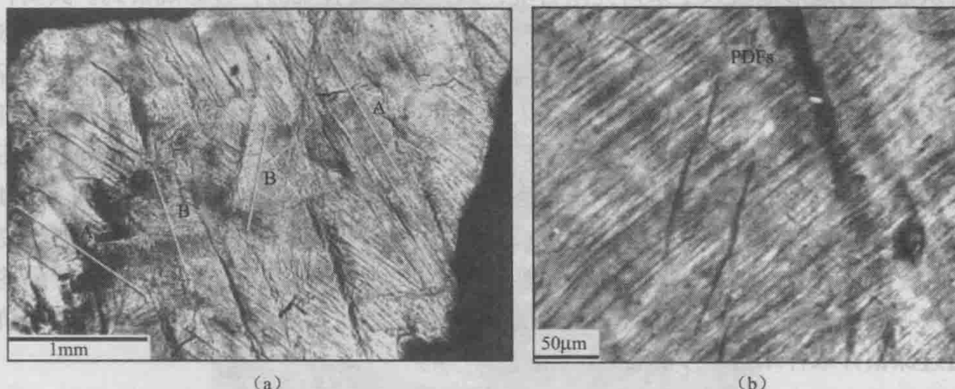
（据 French，2003；转引自游振东和刘嵘，2008）

具分散型马尾状条纹，角顶向上

5. 矿物相的转变

在冲击变质的极端条件，可以出现一系列超高温、超高压矿物（见图 24－16）。

◎柯石英：柯石英常见于超高压变质的岩石中，不过最先在自然界发现的却是赵景德（Chao，1967）在美国亚利桑那州的陨石坑，从重砂样品



（a）　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　　（b）

图 24－15　冲击岩中石英的 PDFs

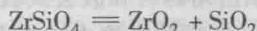
（a）Ries 冲击花岗岩中石英的多组 PDFs，A：{1013} 或 {0113}，B：{1011} 或 {0111}（据 French，2003，引自游振东和刘嵘，2008）；（b）岫岩环状构造浅粒岩石英颗粒中发现的石英 FDFs，结构分布均匀，非均质（白色层）与均质（灰色层）的片晶状薄片相间平行排列，正交偏光（据陈鸣，2007）

中淘洗出的柯石英。最近在德国 Ries 冲击坑强烈冲击的石英冲击玻璃中也发现了柯石英。在冲击变质岩中，柯石英常呈微粒出现于其他氧化硅物相中，因为冲击变质后的余热仍高达摄氏数百度，所以原先高压下形成的柯石英极易退变为鳞石英和方石英。

◎ *斯石英*（stishovite）：其形成压力比柯石英还要高，大致 $P>10\text{GPa}$，在冲击变质岩中多呈细小颗粒与柯石英共生。斯石英密度大（4.35）、折射率高。特征 X 光衍射峰 $d=2.96$，1.53，是较简便的检测方法。斯石英也极易退变质，很难保存所以难以发现。

◎ *焦石英*（lechatelierite）：这是一种硅酸玻璃，形成温度极高（达 1710℃），高于一般火山喷出的熔体，著名产地是北非的**利比亚沙漠玻璃**（Libyan Desert Glass，LDG）。这种玻璃质**析离体**（schlieren）状构造，其中焦石英和斜锆石呈陨击变质消熔矿物的残余而存在。利比亚沙漠玻璃的成因历来争议不断。最近有人通过卫星照片在利比亚和埃及边界线附近发现了两个陨石坑（BP 和 Oasis），支持了冲击成因。

◎ *斜锆石*（baddeleyite）：为单斜晶系的 ZrO_2，是锆石（$ZrSO_4$）加热分解的产物：



$$ZrSiO_4 = ZrO_2 + SiO_2$$

在冲击变质过程中锆石被斜锆石和非晶质氧化硅的集合体所假象交代，保持锆石原来晶形，需对含锆石的冲击变质岩样品切制一系列的磨光片，利用斜锆石的强反射率加以识别。

此外，在冲击玻璃或冲击岩中还可见到铁镍球粒、滴状钛铁矿、金红石、假板钛矿，说明其形成温度应在 1500℃以上。

◎ *矿物的熔融*：石英、长石选择性或全部转变成固态硅酸玻璃或斜长石玻璃，又称**熔料玻璃**或**熔料长石**（maskelynite）。而与之共生的暗色矿物则仍维持结晶质。相邻矿物之间无反应现象。极高压下所形成的柯石英、斯石英等都呈细小包裹物出现于玻璃质的基质中。

6. 冲击玻璃（diaplectic glass）

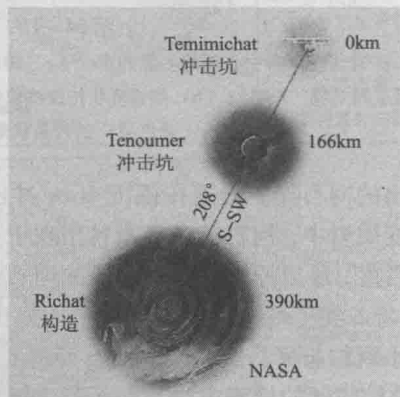
冲击玻璃是高密度的玻璃，其成分与原岩相同。原岩中氧化物矿物如磁铁矿等都完全熔融。这种高密度玻璃是岩石遭受陨击变质作用的有力证据（游振东和刘嵘，2008）。

这里必须强调的是，仅从地貌形态特征来判别陨击坑是远远不够的，并且常常会造成误判，这也是国内很多有关疑似陨石坑的报道得不到确认的主要原因。这是一个误区，很多学

者常常从宏观的地形地貌入手来研究陨石坑，因为这是最直观的，容易观察到。其实，判断陨石坑的关键证据主要来自微观的岩石矿物学特征，如：PDFs、高压矿物相、冲击玻璃等。它们是决定性的判据，是由于冲击波在短暂的撞击过程中留下的痕迹，它们能很好地保留下来，而不容易被后期的地质作用所改造；宏观的地貌形态特征则是次要的，起到补充证明的作用。地球上有很多地质作用可以产生环形地貌，环形地貌特征不能用来作为判断陨石坑的决定性判据。最典型的例子就是非洲毛里塔尼亚撒哈拉沙漠中的 Richat 构造（图 24－16a），它与另两个陨击坑排成一串（图 24－16b），虽然它的形态很像陨击坑，但经考察研究确证 Richat 构造不是撞击构造，是地层隆起受地表风化剥蚀产生的特殊地貌形态。对于那些被深埋地表以下的陨击坑，而又被地球物理（地震的、重力的）资料确定为完整的陨击坑，则需要通过深钻井取样来进一步验证。



（a）形态很象陨击坑的Richat构造



（b）Richat构造与两个陨击坑排成一串

图 24－16　Richat 构造

（据 Matton et al.，2005）

（四）冲击变质岩（impactite）岩石类型

冲击变质岩包括石质角砾岩、陨击角砾岩和假玄武玻璃。

◎ *石质角砾岩*（lithic breccia）：主要是指撞击坑内及其底面以下受冲击波影响而不同程度破裂的角砾岩，角砾的成分多是准原地的靶区岩石，基质成分为靶区岩石的碎屑。是冲击变质岩中，变质程度最低的一种，以产状与其他成因角砾岩相区分。

◎ *陨击角砾岩*（suevite）：由冲击玻璃胶结的角砾岩。出现范围很广，从坑内充填直至坑沿的抛射物。角砾成分可以是准原地的也可以是异地的坑内充填物。基质除碎屑外还有冲击玻璃，按玻璃质的含量可以细分为：含熔体的角砾岩、陨击角砾岩、冲击熔融角砾岩等（图 24－17）。

◎ *假玄武玻璃*（pseudotachylite）：一般构造变形岩石中也可以产生假玄武玻璃，作为**陨击熔融体**（impact melt）的假玄武玻璃常含有冲击变形矿物的残余，出现的规模是极不相同的，可以是毫米级的和厘米级的细脉或不规则充填基质。从德国 Ries 陨击坑的冲击花岗岩薄片（图 24－18a）中，可见假玄武玻璃基质中有长石残余。偶尔也有数十米厚的假玄武玻璃，其成因尚有待探讨。它们通常呈脉状或不规则的充填物充填在破碎的岩石裂隙之间（图 24－18b）。

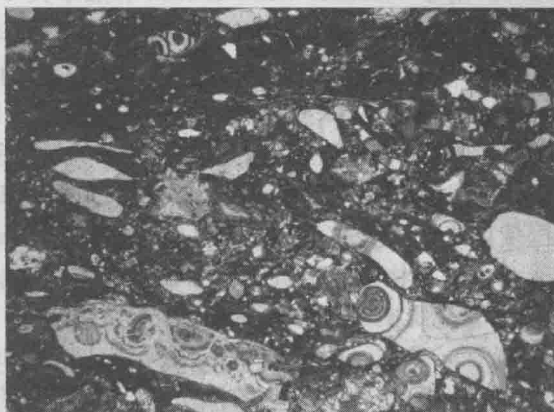
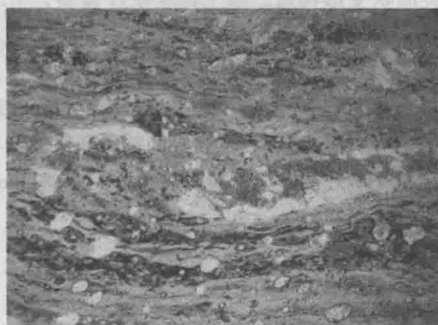


图 24－17　德国 Ries 陨石坑的冲击角砾岩

（R. Mason 提供，转引自游振东和刘嵘，2008）

除了长石、石英之外还有鲕状灰岩的残片，视域直径 3.8mm





（a）　　　　　　　　　　（b）

图 24－18　冲击成因的假玄武玻璃

（a）德国 Ries 陨石坑冲击花岗岩中的陨击熔融体（假玄武玻璃，$d=3.8$mm（R. Mason 提供）；

（b）Sudbury 假玄武玻璃露头照片，假玄武玻璃充填于破碎的石英岩角砾之间

（据 Trench，2003，引自游振东和刘嵘，2008）

（五）冲击构造的研究意义

若一个直径为 1km 的铁陨石（设其密度为 8.0g/cm^3），以 25km/s 的速度撞击地表，其动能是 $E=1/2mv^2=1.31\times10^{21}$J。这一动能相当于 3.12×10^{11}t TNT 炸药的爆炸能。2004 年印尼 8.9 级地震能量只有 184×10^{16}J。所以巨型陨石撞击地球是一种大的灾变事件，必然影响地球的内外力地质作用、环境变迁和和生物演化。例如墨西哥的 Chicxulub 撞击事件是中生代末恐龙和许多物种灭绝的“罪魁祸首”（Sharpton et al.，1992）；上述加拿大肖德贝里（Sudbury）诱发的岩浆活动形成著名的肖德贝里岩浆杂岩 SIC（见图 24－13）等，这使得撞击构造与地球演化的研究已成为 21 世纪地球科学的新起点，涉及地球起源与演化一系列新的基本问题。如撞击周期、撞击作用与地球内动力作用的关系，地史中地磁、地轴的改变，岩浆起源，大陆壳生成，巨大撞击事件在地史中的证据与影响，太阳系不同行星上的撞击抛射模式和地球膨胀说的新全球构造观等（覃功炯等，2001）。

特别值得注意的是冲击构造的经济价值，地球上已经发现的陨击构造，几乎都有一定的

经济价值（Reimold，2007）。南非 Vredefort Witwatersrand 和加拿大 Ontario 省的肖德贝里都是开发历史达百年以上的著名金属矿床区。Vredefort 以铜 - 铀矿床闻名，而 Sudbury 则一向认为是岩浆型铜 - 镍矿床。只是到了 1961 年，Dietz RS 在他的论文《Vredefort Ring Structure：Meteorite Impact Scar?》中才正式提出 Vredefort 的穹隆属于陨石撞击构造的论点。次年，他指出 Sudbury 也是一个陨石撞击坑。他的观点被后来的发现所证实。近年来，发现不少陨石撞击构造与油气藏有成因联系。例如加拿大艾伯塔的 Steen River（91 ±7Ma）是个潜在的巨型油气藏；美国俄克拉何马州的 Ames，得克萨斯的 Sierra Madera（ <100Ma）等都已经试采出油。据估算，北美陨击构造碳氢资源每年已能提供 50 亿 ~ 160 亿美元的产值。另外一些陨石撞击构造则是非金属矿产资源的所在地，例如俄罗斯西伯利亚 Anabar 地盾 Popigai 撞击构造的陨击金刚石（Vishnevsky，1997）；德国南部 Nordlingen Ries 陨石撞击坑经济价值更大，它不仅发现了陨击金刚石，它的陨击角砾岩是很好的建筑材料，更何况 Ries 陨石撞击坑现在已经成为旅游参观的胜地。

【Avak 冲击构造】

据 Reimold et al.（2005），Avaka 构造（图 24 - 19）位于阿拉斯加的北极滨海平原，被 Kirschner et al.（1992）认为是冲击成因的，同时他还描述了冲击锥及石英面状变形构造。基于地层层序资料，给出这个构造的年龄为 100 ±5Ma，Avak 直径大约为 12km，是一个复杂的冲击构造，具有环形槽和中央隆起。中央隆起被 Avak 井钻遇，其钻遇地层从区域下白垩统到奥陶系。这口井也显示有油，但是没有商业价值。然而在冲击构造的附近，有三个主要的天然气田，它们是 Sikulik，东 Barrow 和南 Barrow，都发生并跨越环形结构，被认为是与冲击事件有关的。按 Grieve & Masaitis（1994）解释，是陨石坑边缘的铲式断层截断早白垩世 Barrow 砂岩，并与早白垩世 Torok 页岩并置，从而创造了一个有效的气体密封。南 Barrow 和东 Barrow 天然气田都已被开发。Lantz（1981）初步估计了这种构造可采天然气储量为 $370\times10^8 ft^3$。

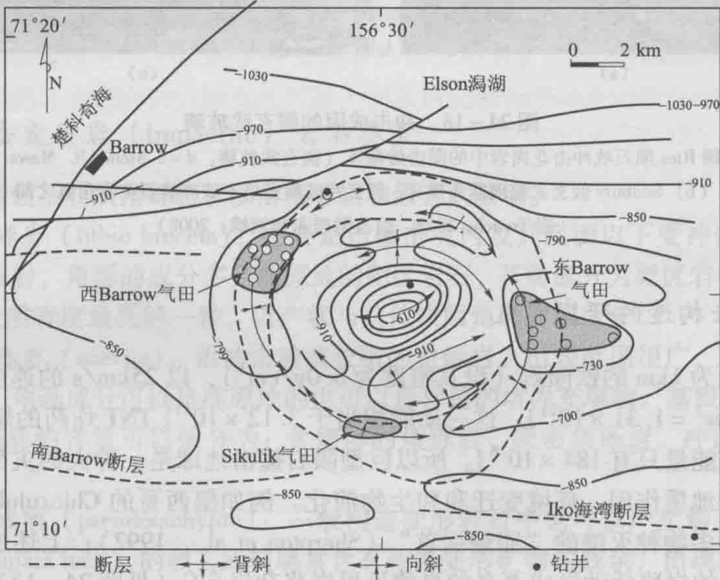


图 24 - 19　阿拉斯加 Avaka 有叠加油气田的冲击构造区构造图

（据 Grieve & Masaitis 1994；转引自 Reimold et al.，2005）

思 考 题

1. 比较：① 碎裂岩系与糜棱岩系；② 千糜岩与千枚岩。
2. 动力变质岩与变质相的关系如何？
3. 动力变质岩岩相学特征中哪些可以作为变形机制的标志？哪些可以说明变形强度？
4. 地壳内一个大型剪切带，从地表至地下深处，变形机制会从脆性破裂到韧性流动转化，五大化学类型岩石变形机制转化深度相同吗？如果不同，哪一类会比较浅？哪一类会比较深？
5. 由石榴子石、石英、黑云母、微斜长石组成的糜棱岩，这些矿物显微构造相同吗？如果不同，你能排列它们的变形强度序列吗？
6. 为什么一个露头上不同岩石，一块薄片中不同矿物可表现出不同的变形特征？
7. 试述识别冲击变质岩的岩相学标志。
8. 为什么说对识别陨石撞击构造而言，宏观的环形地貌特征则是次要的，只能起到补充证明的作用？
9. 试述陨击角砾岩的基本特征。
10. 试述冲击变质岩的研究意义。

第二十五章　接触－热变质岩和交代变质岩

本章讨论的接触－热变质岩和交代变质岩两类局部变质岩，它们都与火成岩体有密切关系，流体是其重要控制因素，空间上常常共生。

一、接触－热变质岩

（一）接触－热变质岩的一般特点



图 25－1　秦皇岛燕塞湖停车场侵入于斑状石英正长岩（左上）之中的正长斑岩岩墙（右下）的冷凝边（暗灰色）和烘烤边（灰白色）

（1）局限在侵入体与围岩接触带附近围岩之中围绕侵入体分布形成接触晕（contact aureole）。分布宽度变化很大：岩墙周围的接触晕可窄到仅几毫米，称为烘烤边（通常表现为褪色带），如图 25－1 所示；而大的侵入体周围接触晕宽度变化可从几米到几千米，在接触变质晕外带，逐渐过渡为未变质的原岩。例如北京房山燕山晚期周口店花岗闪长岩体，呈直径约 7.5km 的岩株侵入于太古宙至古生代地层之中，形成宽约 1km 的接触晕（图 25－2，图 25－3）。

（2）由于变质因素主要为温度，缺乏偏应力，因而接触－热变质岩一般以具变晶结构、无定向构造为特征，典型岩石为角岩（图 25－4）。典型的角岩细粒、致密、坚硬。在接触变质晕外带，变余结构构造发育。但不排除继承原岩定向性的继承性定向构造。如周口店接触变质是叠加在区域变质之上的，因而常继承了区域变质的面理，出现板岩、千枚岩、片岩、片麻岩。

（3）接触－热变质属于很低 P/T 变质（视地热梯度 $>80℃/km$），形成深度浅（通常 $P<0.3GPa$），因而矿物成分上以红柱石、堇青石、硅灰石等低压矿物为特征。

（4）由于导致接触－热变质的热和流体来自侵入体，因而接触变质晕中出现自侵入体接触带向外变质程度逐渐降低的变质分带，围绕侵入体呈同心圈状分布。发育完整的接触变质带，可归纳为钠长－绿帘角岩相（AEH）、普通角闪石角岩相（HH）和辉石角岩相（PH）三个变质相，再加上高热变质独特的透长岩相（S），它们一起构成接触变质相系列（见图 23－11；表 23－1）。例如周口店接触－热变质岩，根据泥质变质岩中的指示矿物或临界矿物组合，自外向内分为 Bi－And 带、Alm－St 带和 Sil 带三个变质带（图 25－3），它们相当于钠长－绿帘角岩相（Bi－And 带）和普通角闪石角岩相（包括后两个带）。有硬绿泥石（Cld）、十字石（St）、铁铝榴石（Alm），而无堇青石（Crd），使得周口店接触晕与通常的接触晕不同。主要是原岩 Fe/Mg 比较高和岩体侵位深度较大所致，此外，也可能与早期区域变质有一定关系。

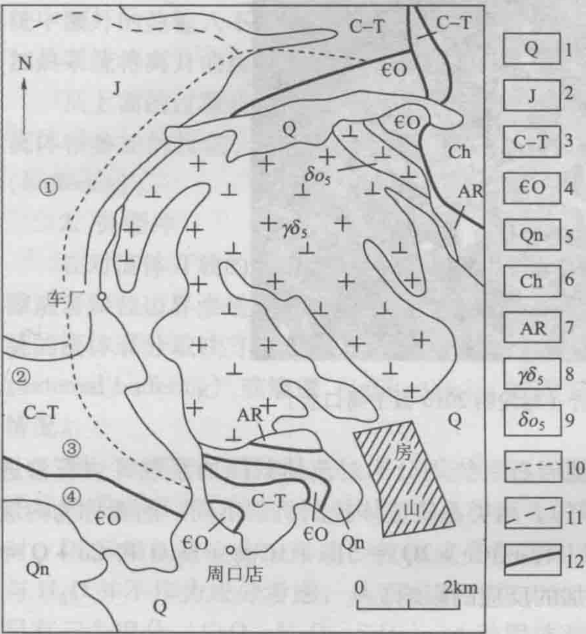


图 25－2　北京房山地区概略变质图

（据 Wang. & Chen，1996；中国地质大学（武汉）北京地质调查大队，1988，编绘）

1—第四系；2—侏罗系；3—石炭系－三叠系；4—寒武系和奥陶系；5—青白口系；6—长城系；7—太古宇；8—燕山晚期花岗闪长岩；9—燕山晚期石英正长岩；10—接触晕边界；11—燕山期区域变质带边界（① 很低级水热变质带，② 硬绿泥石带，③ 十字石带，④ 红柱石带）；12—断层

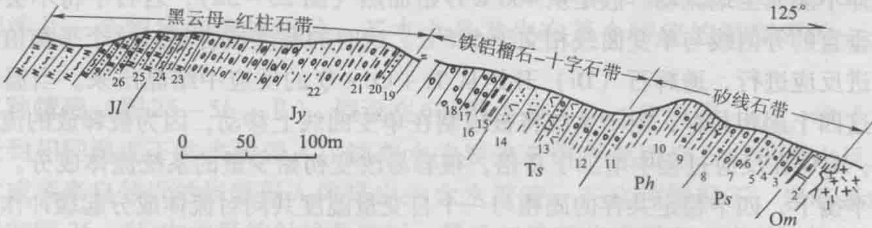


图 25－3　房山岩体西部车厂实测剖面

（据中国地质大学（武汉）北京地质调查大队，1988，修改）

Om—奥陶系马家沟组；*Ps*—二叠系上杨家屯组；*Ph*—二叠系红庙岭组；*Ts*—三叠系双泉组；*Jy*—侏罗系窑坡组；*Jl*—侏罗系龙门组。1—花岗闪长岩；2—黝帘石－透辉石大理岩；3—含十字石黑云母－红柱石－矽线石－石英片岩；4—红柱石炭质片岩；5—霏细岩脉；6—炭质空晶石角岩；7—石榴子石－空晶石角岩；8—炭质白云母－石英－空晶石片岩；9—矽线石－红柱石黑云母－石英片岩；10—红柱石－白云母－石英片岩；11—含矽线石石榴子石－红柱石－白云母－石英片岩；12—红柱石－石英－白云母片岩；13—黑云母－角闪石角岩；14—角闪石－绿帘石角岩；15—千枚岩；16—炭质千枚岩；17—含石榴子石十字石－铝直闪石－红柱石角岩；18—黑云母－空晶石角岩；19—空晶石砂质千枚岩；20—变质长石－石英砂岩；21—红柱石千枚岩；22—红柱石砂屑千枚岩；23—含黑云母变质石英－长石砂岩；24—黑云母角岩；25—变质石英－长石砂岩；26—变质砾岩

（5）由于岩浆流体的作用，接触－热变质岩往往有矽卡岩等交代岩伴生。

（二）H_2O-CO_2流体缓冲

地壳中流体成分主要是 H_2O 和 CO_2，在地壳浅部流体成分可有很大变化。由第二十二章我们知道流体成分对 H_2O 和 CO_2参加的反应有很大影响。因此在研究局部变质地体，特别是涉及钙质岩石局部变质地体时要对流体成分给予特别重视。流体缓冲的研究就是研究岩



图 25－4　红柱石角岩（赵俊明 2010 摄于周口店）

石系统中流体成分控制问题。为此，我们把岩石系统划分为对流体封闭的系统（岩石渗透性差）和对流体开放的系统（岩石渗透性好），两类系统流体控制机制不同，前者称为内缓冲或缓冲，后者称为外缓冲或渗透。下面以 $Tr + 3Cc + 2Q = 5Di + 3CO_2 + H_2O$ 和 $Cc + Q = Wo + CO_2$ 为例来说明它们对 H_2O 和 CO_2 参加的反应的影响。

1. 内缓冲

在一个对流体封闭的岩石系统中，假设只有很少量的环境流体可能被圈闭在孤立的孔隙中，且流体的成分为 $x_{H_2O} = x_{CO_2} = 0.5$。因为渗透性很差，基本上没有流体进入或进出，所以这些流体不能完全地流动。假定从 400℃ 开始加热（图 25－5a），岩石中将不会有什么变化，直到垂直的等值线与单变曲线相交于 525℃。这时的温度或者超过这个平衡值在一定程度上能促进反应进行，透辉石（Di）开始从 Tr + Cc + Q 的反应中结晶出来。当温度继续升高，只要这四个固相共存，封闭系统将被限制在单变曲线上移动，因为被释放的流体成分变得富 CO_2；H_2O 在反应过程中增加了 2 倍，很容易改变初始少量的系统流体成分。在这个等压单变量平衡下，四个稳定共存的固相与一个自变量温度共同对流体成分起缓冲作用。如果在透闪石、方解石和石英中有一个或更多的反应物在任何温度下被完全消耗掉，那么岩石系统将离开曲线，而失去缓冲能力，并恢复至垂直的射线轨道上。但是，如果没有一个反应物被完全消耗掉，那么不断地缓冲作用会形成更多的透辉石，且通过连续反应不断消耗反应物，使得变化的流体成分中会更加富 CO_2。最后，系统可能在单变曲线上达到最大温度

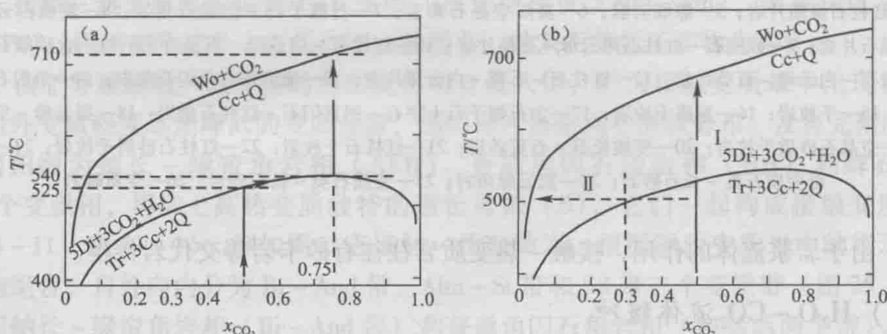


图 25－5　基于 $P = 0.2GPa$ 下 $Tr + 3Cc + 2Q = 5Di + 3CO_2 + H_2O$ 和 $Cc + Q = Wo + CO_2$ 的两个反应曲线，在 $H_2O - CO_2$ 混合可变流体存在时，硅酸质的白云岩在封闭系统（a）和开放系统（b）下的流体内缓冲（据 Best，2003）

540℃，这里流体成分 $x_{CO_2}=0.75$，从反应中释放出来的流体的准确比率是 $3CO_2:1H_2O$。系统中额外的热输入不能使温度升高，直到一个或是更多的反应物被消耗完。一旦这个发生，加热系统将离开曲线，同时温度将继续升高。

从上面的过程我们看到，在对流体封闭的岩石系统中，流体成分受控于岩石本身发生的流体相参加的反应，这就是**内缓冲**（internal buffering）或 Greenwood（1975）所称的**缓冲**（buffering）。

2. 外缓冲

在对流体开放的系统中，岩石具有很高的渗透性，来自环境的完全流动的流体会沿着裂隙或者颗粒边界渗透进入岩石系统。也就是说，流体 H_2O 和 CO_2 可自由出入岩石系统，系统的流体成分取决于环境，而与系统本身发生的流体相参加的反应无关，这就是**外缓冲**（external buffering）或**渗透**（infiltration）。以图 25－5 为例，流体开放系统中有两种外缓冲情况。

第一种情形（图 25－5b，Ⅰ）是由 Tr＋Cc＋Q 组成的岩石从 400℃开始加热，岩石系统与环境流体的成分维持恒定（$x_{CO_2}=0.5$）。当温度 $T=525$℃（或者高于需要的限度）时，Di 开始从反应物中形成，流体成分保持不变。在这种条件下，完全流动的流体 CO_2 与 H_2O 并不作为成分考虑，从而也不会作为相考虑。因此，等压系统是不变的，因为它只有三个组分（CaO、MgO、SiO_2），4 种固体相，且温度 T 仍然是个自变量，$f=1+c-p=1+3-4=0$。在不变系统中，任意额外热量的输入都将被脱挥发份吸热反应所消耗，使得系统温度 T 保持在 525℃；Di 将不断增加直到其中一个反应物被消耗完，加热系统才可以继续变得更热，而离开反应线上的不变状态，并沿着垂直的射线上升。这种开放系统的过程涉及一个固定的流体组分，基本上是发生在某个特定的温度下的一个不连续反应。

第二种情形（图 25－5b，Ⅱ），假设在 500℃由 Di＋Cc＋Q 组成，$x_{CO_2}=0.5$ 的岩石系统突然受到相同温度下纯水的侵入，这些水主要来自附近泥质岩石由于脱水反应而释放出来的水或者来自邻近的岩浆侵入体排出的含水溶液。在这种情况下，岩石系统流体成分将沿着如图 25－5b 中水平的射线Ⅱ进行，最后与单变曲线相交，这时流体 $x_{CO_2}=0.3$，形成了透辉石。在这种等压－等温条件下，流体成分的变化驱动着脱挥发份反应。当更多的含水流体渗入到岩石中，混合流体的成分将会改变，以至于 $x_{CO_2}<0.3$；但是，这种变化只有当其中一个反应物被消耗完才会发生。一旦发生了，温度仍然是 500℃，系统将离开单变的反应曲线，流体成分将朝着纯水的方向即 $x_{CO_2}=0.0$ 移动，在透辉石形成的过程中，含水流体可能遇到由 Cc＋Q 组成的岩石，而发生脱碳酸反应形成 Wo。这种转换在 500℃就可以完成，而在图 25－5a 所示的封闭系统中，Wo 可能形成的温度是 710℃，其流体成分为 $x_{CO_2}=0.75$。

很明显，在混有碳酸盐的和含水的固相组合中，脱挥发份反应的实际进程在空间和时间上可能是非常复杂的。夹有含碳酸盐和硅酸盐的岩石和不纯的碳酸岩的岩层，其等变线、变质级以及矿物反应受 C－O－H 流体成分的控制，其影响可以与温度压力相比，甚至是更重要。当含水流体渗入到岩石中，有些反应甚至能在等温等压下发生；流体在变质作用中是活动的，而不是被动的，它既参与热力学的，也参与动力学的过程。考虑 P、T 和 x，可能的反应途径是多种多样的，对它们的研究，将为变质作用中水/岩相互作用提供新见解。

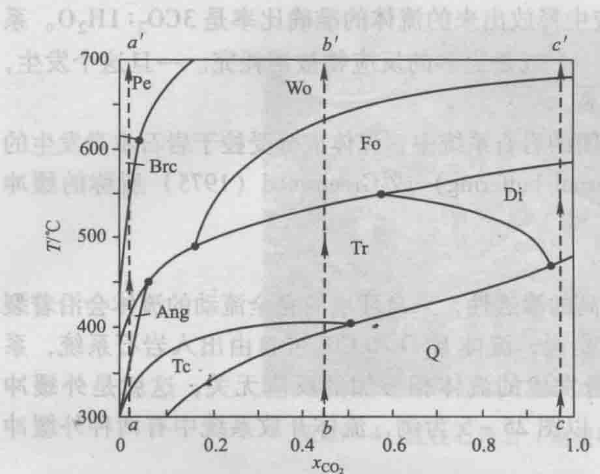


图 25－6　P＝0.1GPa 下 $CaO-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ 系统矿物 $T-x_{CO_2}$ 稳定区

（据 Bucher-Nurminen，1982；Raymond，2002，修改）

除方镁石（Pe）和水镁石（Brc）区外，各区都含有 Cc＋Dol。$a-a'$、$b-b'$、$c-c'$分别为典型的低、中、高 x_{CO_2} 条件下的加热轨迹，会出现 3 个不同的矿物系列

3. 硅质白云质灰岩的接触变质矿物和矿物组合

硅质白云质灰岩（$CaO-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$系统）接触变质出现的矿物和矿物组合多种多样，其影响因素复杂，与 P、T、x 都密切相关。图 25－6 表示了 P＝0.1GPa 下矿物稳定区与 T 和 x_{CO_2} 的关系。从该图可看出，滑石（Tc）、叶蛇纹石（Ang）、水镁石（Brc）、方镁石（Pe）是低 x_{CO_2}（高 x_{H_2O}）的指示矿物，它们不在中－高 x_{CO_2}条件下出现。在很高 x_{CO_2} 条件下甚至不出现透闪石（Tr），而在很低 x_{CO_2} 条件下，硅灰石（Wo）在约 400℃即可出现。图中 $a-a'$、$b-b'$、$c-c'$分别为典型的低、中、高 x_{CO_2} 条件下的加热轨迹，显然它们出现的矿物演变系列不同。当然出现的矿物组合也不同（图 25－7）。

变质相	AEH	HH	PH
P_{total}	0.1GPa	0.2GPa	0.2GPa
x_{CO_2} 低CO₂	Q, Tc, Liz, Cc, Dol, Mgt	Q, Tr, Di, Tc, Cc, Dol, Mgt	Q, Wo, Di, En, Fo, Cc, Pe
中CO₂	Q, Tc, Cc, Dol, Mgt	Q, Tr, Tc, Cc, Dol, Mgt	Q, Wo, Di, En, Fo, Cc, Dol, Mgt
高CO₂	Q, Cc, Dol, Mgt	Q, Tr, Tc, Cc, Dol, Mgt	Q, Wo, Di, En, Fo, Cc, Dol, Mgt

图 25－7　不同 x_{CO_2} 条件下各接触变质相钙质接触变质岩矿物共生 CMS 图

（据 Raymond，2002）

（三）接触－热变质岩主要岩石类型

1. 钠长－绿帘角岩相（AEH）

钠长－绿帘角岩相是低级接触变质相，分布在接触晕的最外圈，与未变质岩石渐变过渡。该相岩石以具低压低温矿物组合（图 25－8）、明显的变余结构构造为特征。主要岩石类型包括泥质、长英质、基性、钙质四大类，镁质角岩罕见。

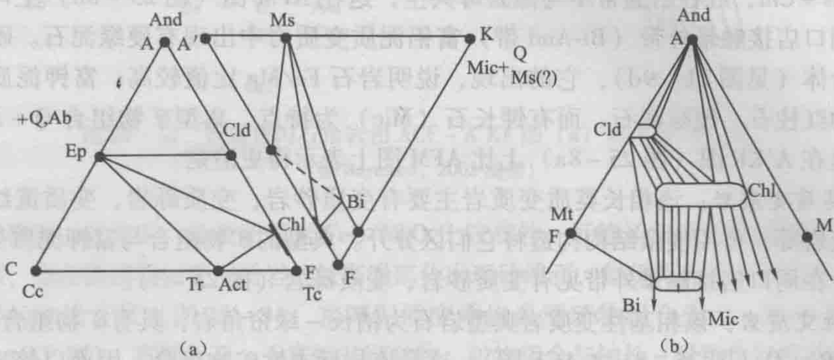
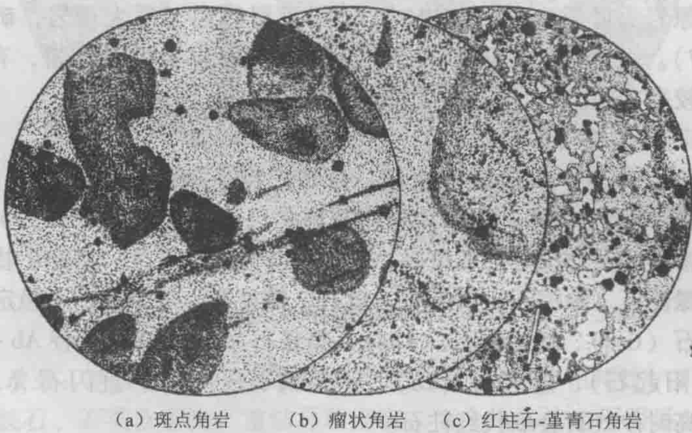


图 25－8　钠长－绿帘角岩相 ACF－A′KF 图（a）和 AFM 图（b）

（据 Raymond，2002，编制）

◎ *泥质变质岩*：该相泥质变质岩重结晶程度差，变余泥质结构、变余层理构造明显，新生矿物在岩石中多呈肉眼可见的斑点状或瘤状聚集，称为斑点角岩、瘤状角岩（图 25－9a，b）。瘤状角岩重结晶程度比斑点角岩稍高。斑点通常为新生矿物雏晶聚集体，而瘤则为新生矿物细小颗粒集合体。新生矿物组合反映原岩的化学特点。



（a）斑点角岩　（b）瘤状角岩　（c）红柱石-堇青石角岩

图 25－9　泥质接触变质岩的几个变质阶段（25×）

（据 Harker，1960）

图 25－9 的三张显微照片已实例反映了泥质岩接触变质的发展阶段。开始的斑点角岩阶段（图 25－9a），发育由分散的碳质物质（现已还原为石墨）聚集形成的斑点。除石墨外，新矿物为少量的磁铁矿（由赤铁矿转变而来）；散布在未结晶的泥质基质中；随着变质程度的增加，进入瘤状角岩阶段（图 25－9b），泥质基质在一定程度上重结晶为细小的云母物质。斑点已增大为瘤状，不过，与通常的由新生矿物细小颗粒集合体组成的瘤不同，这里瘤

重结晶作用不完全，有较多的未重结晶物质残留；最后，整个岩石普遍重结晶进入典型的角岩阶段（图25－9c），实例中为红柱石－堇青石角岩，是由石英、云母、红柱石、堇青石和磁铁矿组成。这个阶段变质作用已达普通角闪石角岩相。

区分富铝泥质变质岩（原岩成分以高岭石、蒙脱石为主）和富钾泥质变质岩（原岩成分以水云母为主）要看新生矿物和矿物组合。富铝泥质变质岩以有富铝矿物红柱石、硬绿泥石，无钾长石（Mic）为特点。典型的矿物组合为 Q + Ab + And + Cld + Ms + Chl，Q + Ab + Bi + Ms + Chl，红柱石通常不与黑云母共生，这在 AFM 图（图25－8b）上可清楚表示出来。在周口店接触晕外带（Bi-And 带）富铝泥质变质岩中出现有硬绿泥石。硬绿泥石常呈束状集合体（见图21－9d），它的出现，说明岩石 Fe/Mg 比值较高；富钾泥质变质岩以无富铝矿物红柱石、硬绿泥石，而有钾长石（Mic）为特点，典型矿物组合 Q + Ab + Mic + Ms + Bi，这在 A′KF 图（图25－8a）上比 AFM 图上表示得更清楚。

◎ *长英质变质岩*：该相长英质变质岩主要有变质砂岩、变质砾岩、变质流纹岩、变质流纹质凝灰岩等，可用变余结构构造将它们区分开。典型的矿物组合与富钾泥质变质岩矿物组合相同。在周口店接触晕外带见有变质砂岩、变质砾岩（图25－3）。

◎ *基性变质岩*：该相基性变质岩典型岩石为钠长－绿帘角岩，具有矿物组合 Ab + Ep + Act + Chl + Bi + Q（图25－8a 之 ACF 图）。这是该相标志性矿物组合，因而以该岩石作为相名称。钠长绿帘角岩原岩可能是辉长岩、辉绿岩、玄武岩、玄武质火山碎屑岩或铁质白云质泥灰岩，变余结构构造是区分它们的可靠标志。变余结构构造明显时称“变质××岩”，如变质辉绿岩。

◎ *钙质变质岩*：除随着重结晶增强，原岩中碳酸盐矿物粒度增加外，当原岩含有泥质等成分时，会出现新生矿物。代表性矿物组合为 Cc + Tr + Ep + Q ± Ab ± Bi（图25－8a 之 ACF 图），这是个变质的不纯灰岩和变质泥灰岩组合。若原岩为不纯灰岩，则以 Cc 为主，为绿帘石－透闪石大理岩；若原岩为泥灰岩，则以钙硅酸盐矿物为主，为方解石－绿帘石－透闪石角岩。当原岩为硅质白云质灰岩时，则出现滑石白云质大理岩，矿物组合为 Dol + Tc + Q（图25－7）。在周口店接触晕外带，见有透闪石白云质大理岩，有透闪石无滑石，可能与形成压力较高有关。

2. 普通角闪石角岩相（HH）

普通角闪石角岩相是中级接触变质相，分布广泛。该相岩石具有低压中温矿物组合（图25－10），重结晶程度较高，变余结构构造通常已不发育（图25－9c）。泥质变质岩中红柱石、堇青石常形成发育很好的变斑晶，红柱石与黑云母共生。富铝矿物仍不与钾长石共生。低温矿物硬绿泥石、绿泥石、阳起石、滑石、钠长石、绿帘石已不稳定，该相新出现的矿物包括：堇青石（Crd）、铁铝榴石（Alm）、斜长石（$An_{>25}$）（代替 Ab + Ep）、普通角闪石（Hb）（代替阳起石）、透辉石（Di）、钙铝榴石（Gro）、直闪石（Ant）、镁铁闪石（Cum），压力较高时矽线石会取代红柱石。

◎ *泥质变质岩*：富铝泥质变质岩典型矿物组合为 And－Bi－Crd－Q－Ms，岩石 FeO/MgO 比值较高时铁铝榴石取代堇青石，有红柱石、堇青石、铁铝榴石等富铝矿物，无微斜长石，红柱石与黑云母共生（图25－10b）。红柱石、堇青石、铁铝榴石、黑云母在岩石中呈变斑晶，分布于细小的石英、云母、炭质等矿物组成的基质中，变斑晶中常有基质矿物包裹体，典型岩石为红柱石－堇青石－黑云母角岩（图25－11）。当红柱石中有十字状炭质包裹体在横切面上沿对角线分布时，称为**空晶石**（chiastolite）如图25－11 所示。若红柱石呈放射状集合体，则称为菊花石（图25－4）。堇青石可发育完好的三连晶或六连晶，也可呈断面近椭圆形的无双晶颗粒，后者与无双晶的斜长石较难区分（图25－11b）。周口店接触晕内带富铝泥质变质岩中无堇青石而出现十

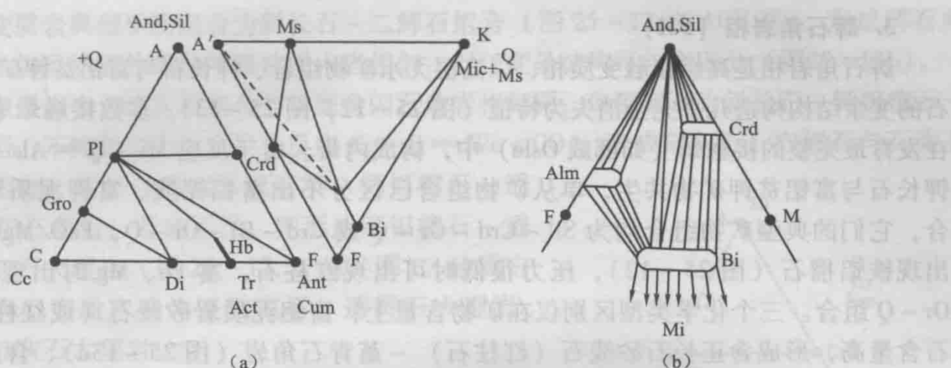
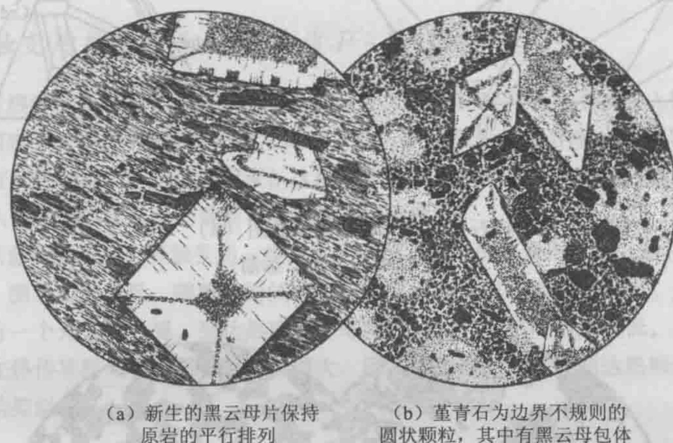


图 25－10　普通角闪石角岩相 ACF－A′KF 图（a）和 AFM 图（b）

（据 Raymond，2002 编制）

字石、铁铝榴石、直闪石，除说明原岩 FeO/MgO 比较高外，可能还与压力较高有关。若岩体侵位深度较深，则在该相富铝变泥质岩的较高温部分出现矽线石，但仍不与钾长石共生，如周口店岩体接触晕的矽线石带（图 25－3）；富钾泥质变质岩典型矿物组合为 Q－Mic－Ms－Bi（图 25－10a 之 A′KF 图），有钾长石，无富铝贫钾矿物，矿物组合与钠长－绿帘角岩相基本没有区别，但岩石重结晶程度高，变余结构构造不发育，主要由云母组成，为云母角岩。



（a）新生的黑云母片保持原岩的平行排列　　（b）堇青石为边界不规则的圆状颗粒，其中有黑云母包体

图 25－11　红柱石－堇青石－黑云母角岩（英格兰 Skiddaw，23×）

（Harker，1960）

红柱石中有十字状炭质包裹体在横切面上沿对角线分布，为空晶石

◎ 长英质变质岩：矿物组合与富钾泥质变质岩同，与 AEH 相相比，矿物组合也基本没有区别，但岩石长石、石英含量高，重结晶程度高，变余结构构造不明显，为长英角岩。

◎ 基性变质岩：典型的矿物共生组合为 Pl－Hb－Di－Q 和 Pl－Hb－Cum（镁铁闪石）－Q（图 25－10a 之 ACF 图），以斜长石、普通角闪石为主，称为普通角闪石角岩。含镁铁闪石时，称镁铁闪石－普通角闪石角岩；含透辉石时，则称为透辉石－普通角闪石角岩。

◎ 钙质变质岩：由于钙铝榴石的出现，可把不纯灰岩组合与泥灰岩组合分开（图 25－10a 之 ACF 图）。泥灰岩组合为 Pl－Di－Gro－Q，典型岩石为斜长石－钙锆榴石－透辉石角岩。不纯灰岩组合为 Gro－Di－Cc－Q，典型岩石为钙铝榴石－透辉石大理岩。周口店接触晕内带出现透闪石－透辉石大理岩、尖晶石－镁橄榄石大理岩。其原岩为硅质白云质灰岩。

3. 辉石角岩相（PH）

辉石角岩相是高级接触变质相，以高温无水矿物组合、钾长石与富铝贫钾矿物共生、岩石的变余结构构造几乎完全消失为特征（图 25－12，图 25－13）。多数接触晕中该相缺失。在发育最完整的接触晕（如挪威 Oslo）中，构成内带。由于反应 Ms + Q ══ Als + Or + H_2O，钾长石与富铝贫钾矿物共生，单从矿物组合已区分不出富铝泥质、富钾泥质和长英质组合，它们的典型矿物组合均为 Sil－Crd－Or－Q 或 Crd－Bi－Or－Q，FeO/MgO 比高时可出现铁铝榴石（图 25－12），压力很低时可出现红柱石，富 Fe、Mg 时出现 Opx－Bi－Or－Q 组合。三个化学类型区别仅在矿物含量上：富铝泥质岩矽线石（或红柱石）、堇青石含量高，形成含正长石矽线石（红柱石）－堇青石角岩（图 25－13a）、含正长石堇青石－黑云母角岩；富钾泥质岩正长石、黑云母含量高，形成矽线石（红柱石）－堇青石－正长石角岩、堇青石－黑云母－正长石角岩；长英质岩石长石、石英含量高，形成矽线石（或红柱石）－堇青石长英角岩、堇青石－黑云母长英角岩，红柱石与正长石共生说明岩体侵位深度浅。

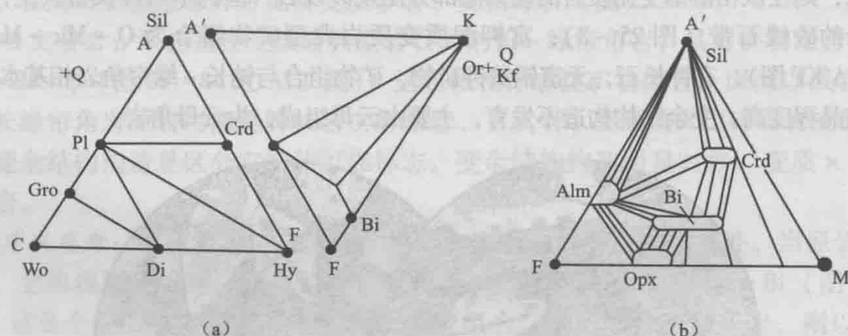


图 25－12　辉石角岩相 ACF－A′KF 图（a）、AFM 图（b）

（据 Raymond，2002 编制）

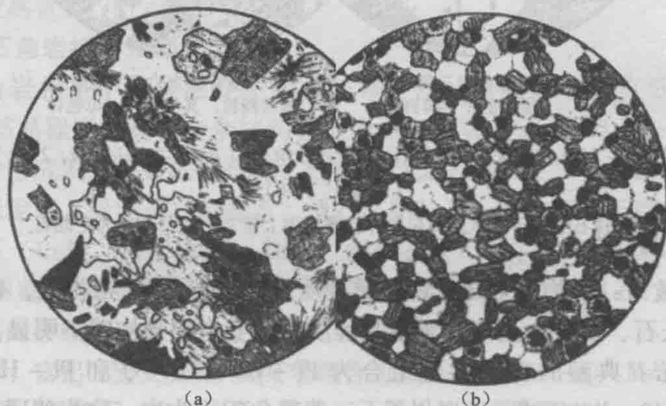


图 25－13　矽线石－堇青石角岩（a）（23×）和辉石角岩（b）（25×）

（据 Harker，1960）

（a）Bushveld 深成侵入杂岩的接触晕中的矽线石－堇青石－钾长石角岩，细针状的矽线石呈束状，由黑云母转变而来，包裹有石英颗粒的堇青石引人注目。岩石中的其他成分有钾长石、石英，一些白云母以及少量的锆石，黑云母中锆石周围有暗色晕；（b）苏格兰 Sky 岛辉长岩包裹的辉石角岩，由玄武岩变质而成，但已完全丧失原岩结构特点，具有典型的粒状变晶多边形结构，主要由斜长石、单斜辉石组成

基性变质岩典型矿物组合为斜长石－二辉石组合（图25－12之ACF图），形成辉石角岩。辉石角岩虽然矿物成分与基性侵入岩相似，但以变晶结构可与之区分（图25－13b）。

钙质变质岩中，泥灰岩组合与普通角闪石角岩相相同，典型岩石为斜长石－钙铝榴石－透辉石角岩。不纯灰岩中由于发生反应 $Cc + Q = Wo + CO_2$，形成硅灰石，方解石与石英不能共生。因此，若硅过剩则形成石英－钙铝榴石－透辉石－硅灰石角岩；若硅不足，则形成钙铝榴石－透辉石－硅灰石大理岩（图25－12之ACF图）。硅质白云质灰岩典型变质产物为镁橄榄石－透辉石大理岩、透辉石－硅灰石大理岩。

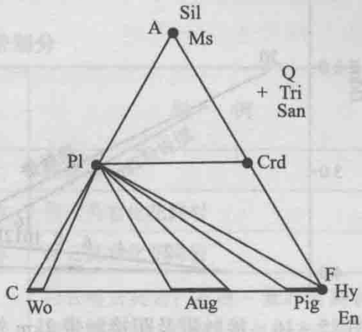


图25－14　透长岩相ACF图

（据都城秋穗，1972）

4. 透长岩相（S）

透长岩相是特殊的高热接触变质相，见于火山岩捕虏体和接触带或一些侵入体的顶棚悬挂体中，在侵入体接触晕中并不出现。由于温度很高（>800℃）、压力很低（近地表），形成很特殊的矿物组合（图25－14）：泥质、长英质变质岩中，出现矽线石、莫来石（Mu）、堇青石、鳞石英（Tri）、高温斜长石、透长石（San）；在变质白云质灰岩中出现钙镁橄榄石、黄长石、硅灰石、斜硅钙石、灰硅钙石、镁蔷薇辉石；在基性变质岩中出现普通辉石（Aug）、易变辉石（Pig）、高温斜长石等。由于高温淬火，往往未达化学平衡，还可以出现玻璃。

（四）接触变质热模型和接触变质 $P-T$ 轨迹

建立接触变质热模型是一个非常复杂的问题，它涉及侵入体形状、大小，侵入体和围岩初始温度，侵入体岩浆结晶和围岩变质反应的热效应（生热率），侵入体和围岩的热导率、热传导方式（纯的热传导还是有循环流体参与下的热对流）等许多因素。这里仅考虑一个产状直立的直径一定的圆柱状岩体（或厚度一定的岩墙）侵入均匀的围岩之中的最简单的一维热传导模型。

图25－15a示意性地表示了接触变质一维热传导模型。由该图可看出，一方面，岩浆侵入后任何时刻，随着远离接触带，围岩温度越低。随着时间的推移，温度－距离曲线越来越平缓。另一方面，离接触带距离不同的围岩都有一个先加热升温，到达热峰后冷却降温过程，但热峰温度高低，到达热峰的早晚都因距离不同而不同。在热传导模式下，随着距离的增大，围岩热峰温度越低，到达热峰的时间越晚。这个热传导过程与波的传动类似。

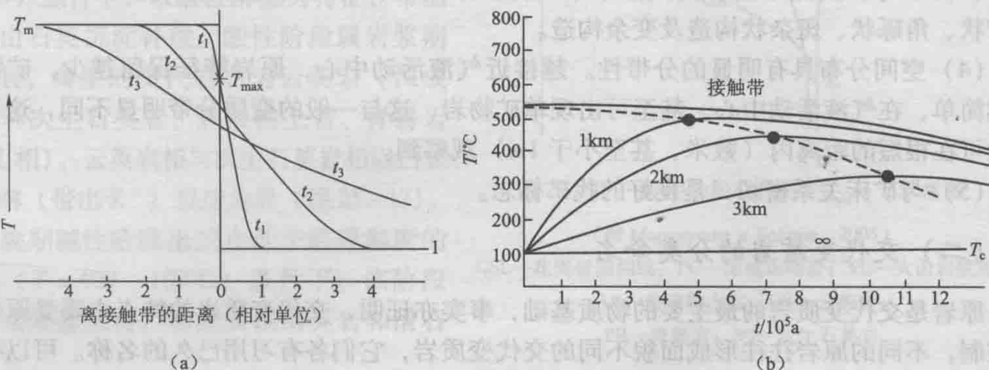


图25－15　接触变质一维热传导模型

（据Mason，1990）

（a）横过火成侵入体接触带的温度（T）随时间（t）的变化示意图解：T_m—岩浆侵入时刻（t_0）的岩浆温度；T_c—t_0时刻围岩温度；T_{max}—接触带上围岩在侵入后很短时刻达到的最高温度（热峰温度）；t_1、t_2、t_3为侵入后t_1、t_2、t_3时刻的温度－距离曲线（据Jaeger，1957）；（b）4km深处距侵入体不同距离的 $T-t$ 曲线：虚线为热峰温度，侵入体的直径为4km，$T_m=800$℃，$T_c=100$℃（据Turner，1981）

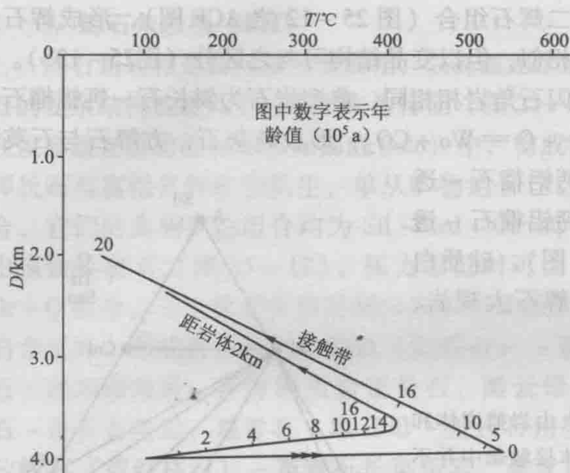


图 25－16　接触带及距接触带 2km 外围岩 $P-T-t$ 轨迹

（据 Mason，1990）

紧靠侵入体的接触带上的围岩，是在岩浆侵入后很短时刻到达热峰的，由于固体传导性较差，热峰温度（T_{max}）要明显低于岩浆侵入时刻的岩浆温度（T_m）。可用下列经验公式估算：

$$T_{max}=2(T_m-T_c)/3+T_c$$

式中：T_c是岩浆侵入前围岩温度。若一岩浆温度 $T_m=800℃$ 的花岗闪长岩，侵入 $T_c=100℃$ 的围岩中，则接触带上围岩热峰温度 $T_{max}=567℃$。图 25－15b 表示侵入 $T_c=100℃$ 的围岩之中的直径为 4km，$T_m=800℃$ 的花岗闪长岩体，在 4km 深处距接触带不同距离的围岩 $T-t$ 曲线。由该图可看出，距接触带 3km 的围岩在侵入后约 10.5×10^5a 到达热峰温度约 325℃。而距接触带 1km 的围岩是在侵入后约 5×10^5a 到达约 500℃ 的热峰温度的。假定该岩体侵入后以速率 1mm/a 抬升，其接触带及距接触带 3km 处围岩的 $P-T-t$ 轨迹如图 25－16 所示。由该图可看出，在侵入后 20×10^5a 时，岩体已抬升了 2km，并已完全冷却。接触变质岩 $P-T-t$ 轨迹一般包括早期近等压加热和晚降压冷却两部分。

二、交代变质岩

（一）交代变质岩一般特点

由于交代变质岩特殊的形成条件和形成方式，与其他类型变质岩相比，它具有以下特点：

（1）分布在火成岩岩体顶部和内外接触带、火山岩发育区、混合岩化区、断裂带附近及热液矿脉两侧等流体强烈活动地段，产出部位常受裂隙控制，形态往往呈脉状、透镜状、囊状及不规则状。

（2）多为含挥发分的低压矿物组合，常含金属矿物及原岩中的残余矿物。

（3）不等粒变晶结构、交代假象结构及变余结构发育，定向构造不发育，常见块状、条带状、角砾状、斑杂状构造及变余构造。

（4）空间分布具有明显的分带性。越接近气液活动中心，原岩特征保留越少，矿物组合越简单，在气液活动中心，甚至可出现单矿物岩，这与一般的变质分带明显不同，这种分带性可在很短的距离内（数米，甚至小于 1m）观察到。

（5）与矿床关系密切，是良好的找矿标志。

（二）交代变质岩的分类命名

原岩是交代变质岩的最主要的物质基础，事实亦证明，交代变质岩的特点主要受原岩成分控制，不同的原岩往往形成面貌不同的交代变质岩，它们各有习用已久的名称。可以根据原岩成分将常见的交代变质岩概略分类如下。

◎ *矽卡岩*：原岩多为钙质岩石；

◎ *云英岩、黄铁绢英岩、次生石英岩热液粘土岩*：原岩成分大多相当于长英质岩石；

◎ *青磐岩*：原岩成分与中基性岩相当；

◎ *蛇纹岩、滑石菱镁岩*：原岩成分主要为镁质岩石。

在流体作用下，原岩面貌（成分、结构构造）不断变化，交代程度不等的岩石，空间上显示良好的分带性。通常可根据交代矿物含量（体积分数），结合原岩特征保留程度，划分为弱蚀变带、强蚀变带及蚀变岩带等蚀变程度带。在蚀变岩带再根据交代矿物组合划分矿物相，以进一步反映物理－化学条件。交代岩命名原则与上述蚀变带划分原则相应，详见表25－1。

表25－1　交代变质岩命名及蚀变带划分

交代矿物（体积分数 φ_B/%）	原岩特征保留程度	蚀变带划分	命　名	举　例
<5	保留	未蚀变的原岩	以原岩命名	花岗岩
5～50	基本保留	弱蚀变带	弱××化＋原岩名称	弱云英岩化花岗岩
50～95	尚可辨认	强蚀变带	强××化＋原岩名称	强云英岩化花岗岩
>95	消失	蚀变质带：按矿物组合划分矿物相	主要交代矿物＋蚀变岩基本名称	白云母云英岩；石英－萤石云英岩；黄玉云英岩；石英－电气石云英岩

Д. С. Коржинский（1960）基于深处的岩浆源是引起变质作用、交代作用的源泉和溶液演化阶段性的认识，提出了交代作用和交代岩的成因分类。根据他的研究，从正在冷却的岩浆熔体房中上升、处于超临界状态的上升溶液流，一开始具有碱性成分。它们与已冷却的侵入体顶部岩石和围岩相互作用，溶液酸度逐渐增加，达到最大值后，酸度再次降低而再呈碱性。因此，他把交代作用过程划分为早期碱性阶段、酸性阶段（酸性淋漓阶段）和晚期碱性阶段。对应于上述三个阶段，交代岩划分为相应的三大类。Marakushev（Маракушев，1993）鉴于 P_f 随深度增加而增加，进一步把交代岩划分为深成相和火山相。

早期碱性阶段发生在高温（$T=500\sim750$℃）条件下，典型交代岩石为矽卡岩。该阶段交代过程部分属于岩浆阶段（镁矽卡岩形成）、部分属于岩浆期后阶段（钙矽卡岩形成）。

酸性阶段发生在中温（$T=400\sim500$℃）条件下，以酸性淋滤为特征，带出的碱由石英沉淀补偿。酸性阶段属岩浆期后过程，典型的交代岩石为云英岩（深成相）和次生石英岩、热液粘土岩、青磐岩（火山相）。云英岩相与次生石英岩相以白云母分解（带出 K^+）反应为界（图25－17）。

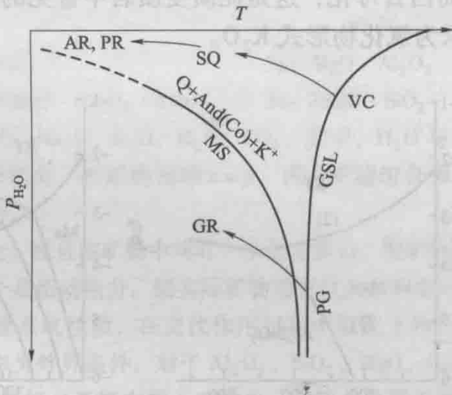


图25－17　酸性阶段交代岩 $P_{H_2O}-T$ 示意图

（据 Маракушев и Бобров，2005）

GSL—花岗岩固相线；PC—深成花岗岩；VC—火山岩浆房；AR—热液粘土岩；GR—云英岩；PR—青磐岩；SQ—次生石英岩

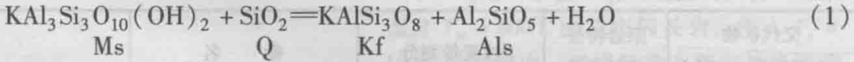
晚期碱性阶段出现在低于临界温度的低温（$T=400\sim100$℃）条件下。该阶段发生碳酸盐沉淀，形成黄铁绢英岩和滑石菱镁岩。

（三）交代反应

交代作用是伴随有物质从系统中带入带出的交代反应进行的，而物质的置换是通过溶液实现的，不造成反应体积变化。交代反应过程中，哪些组分被溶解，从原矿物转入溶液中，

哪些组分从热液中沉淀出来进入新矿物中，主要决定于它们各自在溶液中的饱和程度：不饱和的组分从原矿物溶解出来进入溶液，饱和的组分则从溶液中沉淀出来转入新矿物中。因而，影响交代反应的因素比一般的变质反应复杂。除温度、压力外，溶液中被带入带出组分的化学位（μ）或活度（α）也是决定交代平衡的主导因素。

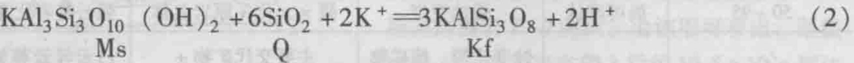
例如，以白云母（Ms）和石英（Q）为组成的岩石，若为封闭系统，则白云母的稳定性由下列变质反应决定：



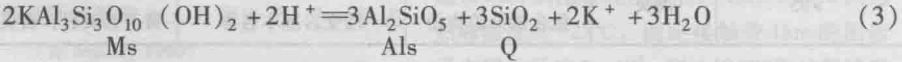
$$\underset{Ms}{KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + \underset{Q}{SiO_2} = \underset{Kf}{KAlSi_3O_8} + \underset{Als}{Al_2SiO_5} + H_2O \tag{1}$$

这个变质反应平衡与温度、水压有关。

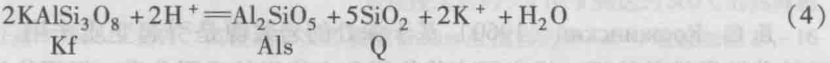
若为开放系统，Ms 带入 K^+ 可生成 Kf，Ms 或 Kf 带出 K^+ 则可生成铝硅酸盐 Als（Sil 或 And）。Ms、Kf、Als 的稳定范围决定于下列交代反应：



$$\underset{Ms}{KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + \underset{Q}{6SiO_2} + 2K^+ = \underset{Kf}{3KAlSi_3O_8} + 2H^+ \tag{2}$$



$$\underset{Ms}{2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + 2H^+ = \underset{Als}{3Al_2SiO_5} + \underset{Q}{3SiO_2} + 2K^+ + 3H_2O \tag{3}$$



$$\underset{Kf}{2KAlSi_3O_8} + 2H^+ = \underset{Als}{Al_2SiO_5} + \underset{Q}{5SiO_2} + 2K^+ + H_2O \tag{4}$$

显然，对上述交代反应平衡，除 T、P_{H_2O} 外，α_{K^+} 和 α_{H^+}（α 为活度，可理解为“有效浓度”）也是重要的影响因素。Eugster（1970）研究并用图解表示了上述平衡（图 25－18）。由图 25－18 可看出白云母、石英、钾长石及 Al_2SiO_5 矿物（Als：And/Sil/Ky）与 T、P_{H_2O}、α_{K^+} 和 α_{H^+}（由 pH 反映：$pH = -\lg\alpha_{H^+}$）的平衡关系：在与钾长石平衡的热液中，α_{K^+} 减少或 pH 减少，都可使钾长石通过反应（2）为白云母代替，这是交代变质岩中常见的矿物学变化之一。此外，f_{H_2O}、pH 或 α_{K^+} 的增加、T 的降低，有利于 Al_2SiO_5 多形变体按反应（3）而白云母化，这是泥质变质岩中常见的蚀变。上述反应中活动组分钾的离子形式 K^+ 也可表示为氧化物形式 K_2O。

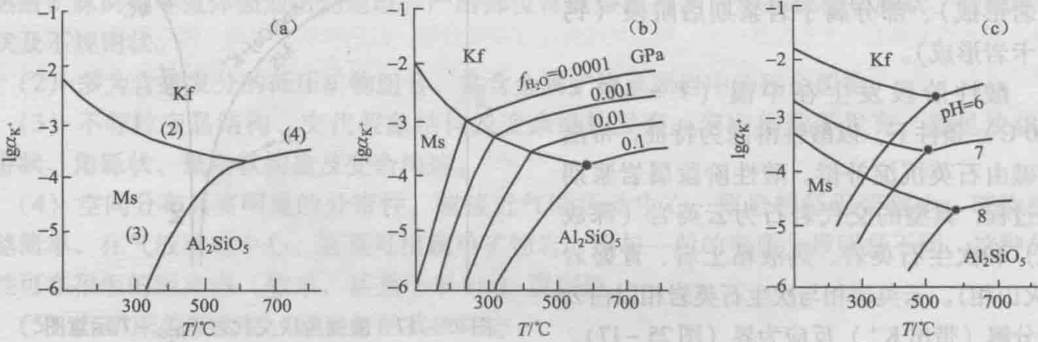


图 25－18　由交代反应（2）、（3）、（4）约束的 Ms、Kf、Als 平衡关系

（据 Eugster，1970；转引自 Vernon，1974）

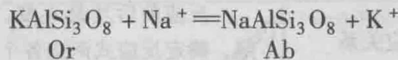
（a）pH＝7、f_{H_2O}＝0.1GPa 时的 $T-\alpha_{K^+}$ 图。反应（2）、（3）、（4）见正文，它们相交于五相点，石英和流体在各区中均存在；（b）同样的图解，但表示（3）和（4）反应曲线如何随 f_{H_2O}（GPa）的改变而变化，注意反应（2）与 f_{H_2O} 无关；（c）同样的图解，表示反应曲线如何随 pH 的改变而急剧地变化

（四）开放系统矿物共生分析概述

柯尔任斯基矿物相律是开放系统中矿物共生分析的理论基础。交代岩矿物组合影响

因素复杂，它取决于温度、压力、活动组分化学位和岩石化学成分（惰性组分含量）。为了表示一定条件下形成的交代岩的矿物共生关系，还必须对惰性组分进一步进行组分分析。与第三章所叙述的封闭系统中组分分析类似，将惰性组分分为微量组分、过剩组分、类质同象组分和有效惰性组分。最后以有效惰性组分为顶点制作成分－共生图解。显然，一开放系统的成分－共生图解，除了仅顶点取惰性组分外，与一封闭系统的这种成分－共生图解是一样的。

开放系统共生分析过程也与封闭系统类似。不过，开放系统组分分析有个区别活动组分与惰性组分问题，而且这是开放系统共生分析的关键步骤之一。判断组分活动性，通常以矿物间交代关系为依据。如：钾长石(Or)被钠长石(Ab)交代，则说明 K_2O 的带出和 Na_2O 的带入，可写出交代反应如下：



$$\underset{Or}{KAlSi_3O_8} + Na^+ = \underset{Ab}{NaAlSi_3O_8} + K^+$$

因此，这种情况下，K_2O、Na_2O 是活动组分，而 Al_2O_3、SiO_2 是惰性组分。

矿物间交代关系可以从观察结构直接判断，也可以从系统研究交代带矿物组合的变化确定。

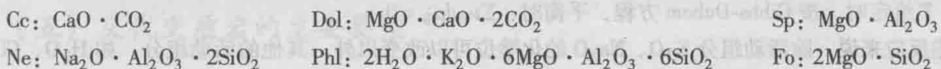
柯尔任斯基（Коржинский，1957，1973）把施赖纳玛克斯法则引入交代岩的研究中，拟定了制作化学位－矿物共生图解的方法，以表示一定 $P-T$ 条件下，活动组分化学位对矿物共生组合的影响。

【开放系统矿物共生分析的方法和步骤】

下面以前苏联滨贝加尔青金石矿床交代岩石为例，说明开放系统矿物共生分析的方法与步骤。

① 组分分析

该区变质片麻岩岩系存在有 Cc（方解石）、Dol（白云石）、Sp（尖晶石）、Ne（霞石）、Phl（金云母）、Fo（镁橄榄石）等六种矿物，其化学组成为：



Cc：$CaO \cdot CO_2$　　Dol：$MgO \cdot CaO \cdot 2CO_2$　　Sp：$MgO \cdot Al_2O_3$

Ne：$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$　　Phl：$2H_2O \cdot K_2O \cdot 6MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$　　Fo：$2MgO \cdot SiO_2$

可以看出共有八个组分，Al_2O_3、SiO_2、MgO、CaO、Na_2O、K_2O、H_2O、CO_2。其中，H_2O 与 CO_2 一般看做完全活动组分，作为外界条件看待。剩下为六个组分，按矿物相律 $c=p$，该六矿物组合为 $Al_2O_3-SiO_2-MgO-CaO-Na_2O-K_2O$ 六组分体系的稳定组合。

该区交代岩中普遍出现的是六矿物中的四矿物共生，而且四矿物中均有一个是方解石。按矿物相律，独立组分数只有四个。所以，上述六个组分中必定有两个是活动组分。据实际矿物的交代关系判定Na_2O、K_2O 为活动组分，即对于 K_2O、Na_2O 活动组分来说属开放系统性质，在交代作用过程中依赖于外界的 K_2O、Na_2O 化学位（μ），从该系统中带出或带入，它们可作为外界条件；对于 Al_2O_3、SiO_2、MgO、CaO 惰性组分来说属封闭系统性质，在交代作用过程中它们不从六组分系统中带入或带出，亦即与外界无物质交换。在惰性组分中，CaO 为过剩组分，因为每种四矿物组合中均有 Cc，它为过剩矿物，可以把它放在共生图解外面。去掉过剩矿物 Cc，必伴随去掉过剩组分 CaO，这样惰性组分中剩下 Al_2O_3、SiO_2、MgO，它们称为有效惰性组分，它们可用三角图解来表示。

② 单变反应的确定

相律公式为：$f=c+2-p$，推导时考虑的外界条件为 P 与 T，公式中数字“2”即为 P 与 T 两个变量。现在假设 P、T 已给定，μ（H_2O）、μ（CO_2）亦已给定，只考虑 μ（K_2O）、μ（Na_2O）为可变的外界条件，这样公式中数字“2”仍不变，但这时表示的只是 μ（K_2O）、μ（Na_2O）了，而不再是 P、T 了，c 改为惰性组分（c_i），这样，对交代作用的开放系统来说，相律公式为：$f=c_i+2-p$，公式中数字“2”为两个有效活动组分 $\mu(K_2O)$、$\mu(Na_2O)$。若五矿物共生，则 $f=0$（不变点）；若四矿物共生，$f=1$，四矿物共生为单变线组合。

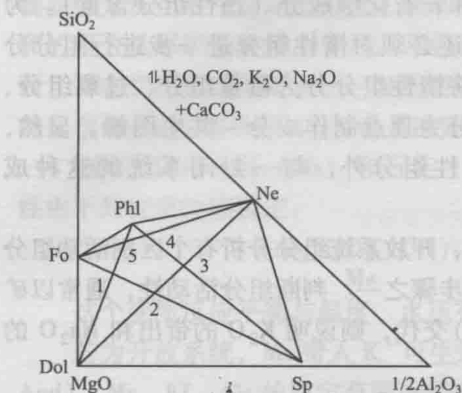


图 25－19　可能的矿物反应关系

（Коржинский，1957）

根据该区有效惰性组分 Al_2O_3、SiO_2、MgO 作出三角图，按五个矿物的组成投在上面，我们可以用图解法建立单变反应，如图 25－19 所示，五个交点 1、2、3、4、5 代表了五个单变反应，采用“（消失的矿物）”，如用（Ne）来表示其他四个矿物形成的单变反应式，这样可以写出反应式：

交点 1：（Ne）：Dol + Phl ═ Fo + Sp

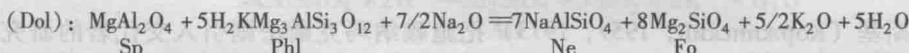
交点 2：（Phl）：Dol + Ne ═ Fo + Sp

交点 3：（Fo）：Dol + Ne ═ Phl + Sp

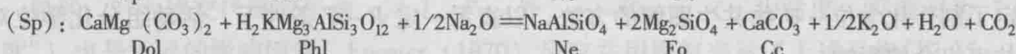
交点 4：（Dol）：Sp + Phl ═ Fo + Ne

交点 5：（Sp）：Dol + Phl ═ Fo + Ne

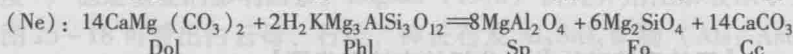
反应前后其量不变，故根据这个“物质恒等”的原则，确定反应式两边各个矿物的化学计量数，可凭经验直接平衡。但用行列式方法计算化学计量数比较方便，行列式计算方法可参考邓晋福（1987）编著的《岩石相平衡与岩石成因》。平衡反应式两侧物质质量后可精确写出 5 个反应式如下：



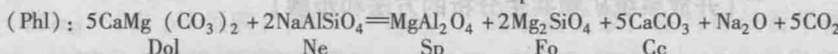
（Dol）：$\underset{Sp}{MgAl_2O_4} + 5\underset{Phl}{H_2KMg_3AlSi_3O_{12}} + 7/2Na_2O = 7\underset{Ne}{NaAlSiO_4} + 8\underset{Fo}{Mg_2SiO_4} + 5/2K_2O + 5H_2O$



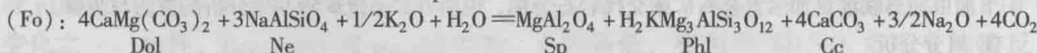
（Sp）：$\underset{Dol}{CaMg(CO_3)_2} + \underset{Phl}{H_2KMg_3AlSi_3O_{12}} + 1/2Na_2O = \underset{Ne}{NaAlSiO_4} + 2\underset{Fo}{Mg_2SiO_4} + \underset{Cc}{CaCO_3} + 1/2K_2O + H_2O + CO_2$



（Ne）：$14\underset{Dol}{CaMg(CO_3)_2} + 2\underset{Phl}{H_2KMg_3AlSi_3O_{12}} = 8\underset{Sp}{MgAl_2O_4} + 6\underset{Fo}{Mg_2SiO_4} + 14\underset{Cc}{CaCO_3}$



（Phl）：$5\underset{Dol}{CaMg(CO_3)_2} + 2\underset{Ne}{NaAlSiO_4} = \underset{Sp}{MgAl_2O_4} + 2\underset{Fo}{Mg_2SiO_4} + 5\underset{Cc}{CaCO_3} + Na_2O + 5CO_2$



（Fo）：$4\underset{Dol}{CaMg(CO_3)_2} + 3\underset{Ne}{NaAlSiO_4} + 1/2K_2O + H_2O = \underset{Sp}{MgAl_2O_4} + \underset{Phl}{H_2KMg_3AlSi_3O_{12}} + 4\underset{Cc}{CaCO_3} + 3/2Na_2O + 4CO_2$

③ 在 $\mu(K_2O) - \mu(Na_2O)$ 坐标中单变反应的斜率

设某一反应为：$a_A A + b_B B + c_C C + d_D D + fNa_2O + g\,K_2O = 0$

当 P、T 给定时，按 Gibbs-Duhem 方程，平衡时：$\Sigma \nu_B d\mu_B = 0$

对上述反应来说，除活动组分 K_2O、Na_2O 的化学位可以改变以外，其他的活动组分，如 H_2O、CO_2 等的化学位已给定，A、B、C、D 矿物的组成固定，所以单变反应的平衡只依赖于 $\mu(K_2O)$、$\mu(Na_2O)$ 的变化，平衡时 $\mu(K_2O)$、$\mu(Na_2O)$ 的变化必须服从 Gibbs-Duhem 方程，即 $fd\mu(Na_2O) + gd\mu(K_2O) = 0$。

所以，$d\mu(K_2O)/d\mu(Na_2O) = -f/g$；$d\mu(Na_2O)/d\mu(K_2O) = -g/f$。

具体到上述 5 个单变反应可得：

（Dol）：$d\mu(K_2O)/d\mu(Na_2O) = 3.5/2.5 = 1.4(=\tan\alpha)$；$\alpha = 54°30'$

（Sp）：$d\mu(K_2O)/d\mu(Na_2O) = 0.5/0.5 = 1$；$\alpha = 45°$

（Ne）：$d\mu(K_2O)/d\mu(Na_2O) = 0/1 = 0$；$\alpha = 0°$

（Phl）：$d\mu(K_2O)/d\mu(Na_2O) = 1/0 = \infty$；$\alpha = 90°$

（Fo）：$d\mu(K_2O)/d\mu(Na_2O) = 1.5/0.5 = 3$；$\alpha = 71°36'$

④ 制作 $\mu(K_2O) - \mu(Na_2O)$ 矿物共生图解

有了单变反应的斜率，就可以作出 $\mu(K_2O) - \mu(Na_2O)$ 图解了。前苏联沿贝加尔太古宇青金石矿床交代岩石的 $\mu(K_2O) - \mu(Na_2O)$ 矿物共生图解如图 25－20 所示。由该图解可看出活动组分化学位 $\mu(K_2O)$ 和 $\mu(Na_2O)$ 对该矿床交代岩石矿物共生组合有显著的影响；在一定 $P-T$ 条件下，Fo－Sp 共生是低 $\mu(K_2O)$ 和低 $\mu(Na_2O)$ 代表性共生，当 $\mu(K_2O)$ 增加，它将为 Phl－Dol 共生代替，当 $\mu(Na_2O)$ 增加，将为 Ne－Dol 共生代替，而共生组合 Ne－Phl－Dol 的出现，则反映其形成时为 $\mu(K_2O)$ 和 $\mu(Na_2O)$ 二者都高的环境。

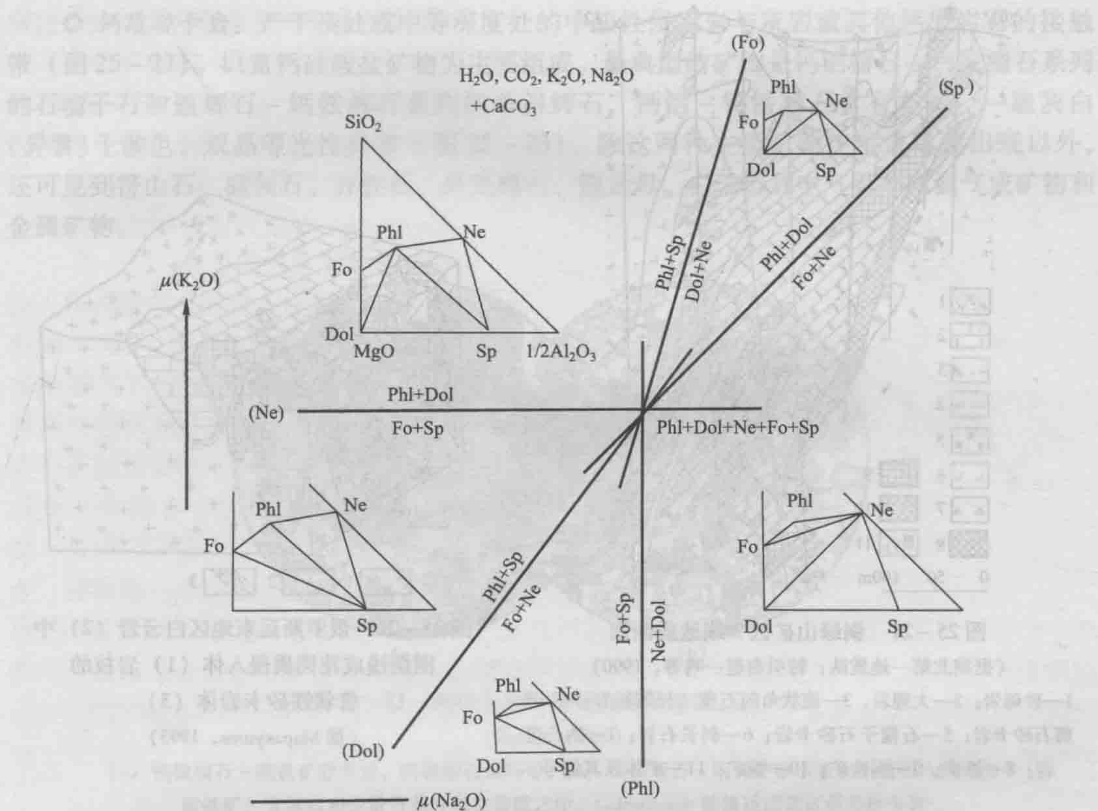


图 25-20 青金石矿床交代岩 $\mu(K_2O)-\mu(Na_2O)$ 矿物共生图解

（据 Коржинский，1957，1973）

（五）交代变质岩的主要类型

1. 早期碱性阶段交代岩

早期碱性阶段包括微斜长石化、钠长石化、镁质交代（黑云母化、角闪石化）和接触交代作用等，典型的岩石为接触交代作用形成的矽卡岩。

（1）矽卡岩概述

矽卡岩（skarn）是主要在中酸性侵入岩与碳酸盐岩（灰岩、白云岩等）的接触带，在接触-热变质的基础上和高温气水热液的影响下，经接触-交代作用所形成的，以钙-镁-铁硅酸盐和铝硅酸盐矿物为主的交代变质岩。

矽卡岩体产在接触带局部地段或其附近一定范围内（不超过热变质晕），产出部位受构造控制，其总长度一般不超过侵入体周长的十分之一。通常分布在倾伏背斜轴部、平缓的接触带、围岩顶板下垂处、小岩枝周围等部位。矽卡岩的形态主要受地质构造及接触带特点的控制，可为似层状、扁豆状、囊状、管状、脉状及其他不规则形态（图 25-21，图 25-22）。

矽卡岩的矿物既可由火成岩的物质，也可由碳酸盐岩的物质形成。在内接触带，以火成岩物质为基础形成的矽卡岩叫内矽卡岩；在外接触带，以碳酸盐岩物质为基础形成的矽卡岩叫外矽卡岩。但通常二者界限是模糊的。紧靠火成岩的内矽卡岩又称为近矽卡岩。

矽卡岩的颜色和其他外貌特征变化很大，主要与矿物成分和粒度有关。常见为暗褐色、暗绿色及浅灰色等。一般矿物晶形较好，具不等粒粒状变晶结构、交代假象结构，块状或斑杂状构造，少数为角砾状、条带状构造，相对密度较大（3.3~3.9）。

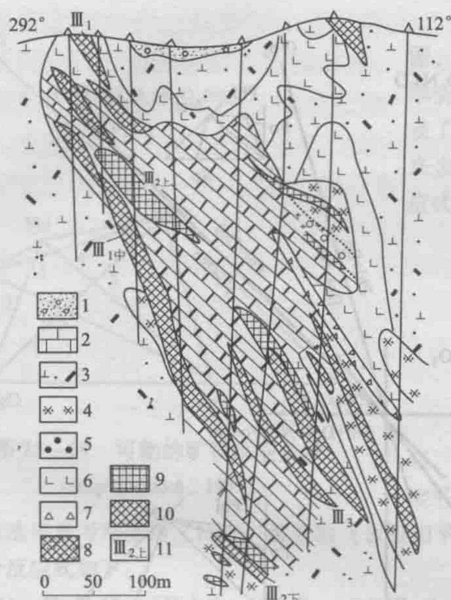


图25－21　铜绿山矿区3线地质剖面

（据湖北第一地质队；转引自赵一鸣等，1990）

1—砂砾岩；2—大理岩，3—斑状角闪石英二长闪长岩；4—透辉石矽卡岩；5—石榴子石矽卡岩；6—斜长石岩；7—钠长斑岩；8—铁矿；9—铜铁矿；10—铜矿；11—矿体及其编号

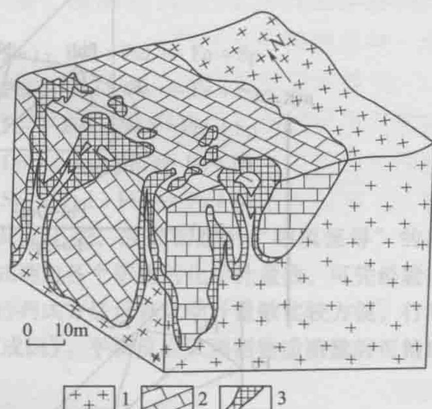


图25－22　俄罗斯远东地区白云岩（2）中围绕浅成花岗质侵入体（1）岩枝的管状镁矽卡岩体（3）

（据 Маракушев，1993）

Korzhenskii 认为，矽卡岩是接触反应的产物，其形成机制有两种，即双交代作用和接触渗透交代作用。接触渗透作用一般较次要，常出现在接触带根部或平缓之处。在这种情况下，溶液沿着很细的裂隙系统渗透，经过硅酸盐岩石（侵入体）之后，为其中的 SiO_2、Al_2O_3、FeO 等组分所饱和。当溶液进入碳酸盐岩石中即发生交代作用而生成矽卡岩。同样，热液也可以渗透经过碳酸盐岩石，把 CaO、MgO 饱和的流体带入火成岩中形成矽卡岩；双交代作用是矽卡岩的主要形成机制，它是扩散交代的一种类型，常发育在较陡的接触带中。当溶液在接触带活动时，花岗岩和碳酸盐岩这两种化学成分极不相同的岩石中的组分，以不同速度沿大致垂直接触面的方向，以溶液为媒介，发生相向的扩散。SiO_2、Al_2O_3 从火成岩向外接触带扩散，CaO（或 MgO）自碳酸盐岩向内接触带扩散，从而形成矽卡岩。当上述两种方式相结合形成矽卡岩之后，温度下降，这时上升溶液往往具有酸性特征，对已形成的矽卡岩进行淋滤作用，使某些矿物发生分解，有时还析出本身携带的金属元素，形成有用矿产。Korzhenskii 的上述理论，给矽卡岩的分带现象及矽卡岩矿床的形成提供了较合理的解释。

矽卡岩有利于金属组分沉淀，形成 W、Mo、Cu、Fe、Au 多金属，以及金云母、B、As 等矿床。我国长江中下游地区、俄罗斯乌拉尔和西伯利亚地区、前南斯拉夫、澳大利亚、美国、加拿大有世界著名的矽卡岩矿床。

（2）矽卡岩的主要类型

按矿物成分，矽卡岩分为镁质矽卡岩和钙质矽卡岩两种类型。两类矽卡岩的特点、成因均有差别。

岩浆期后阶段温度降低导致水化，各带所有尖晶石都为金云母代替。往往在该阶段侵入岩本身也发生交代形成内矽卡岩。矿化（铁、硼、金云母矿床）也与镁质矽卡岩岩浆期后阶段有关。在加拿大、斯里兰卡、俄罗斯阿尔丹地盾有著名的金云母矿床。

◎ *钙质矽卡岩*：产于浅处或中等深度处的中酸性侵入岩与灰岩或其他钙质岩石的接触带（图25－23）。以富钙硅酸盐矿物为主要组成。最典型的矿物是钙铝榴石－钙铁榴石系列的石榴子石和透辉石－钙铁辉石系列的单斜辉石，钙铝－钙铁榴石常有环带、一级灰白(异常)干涉色、双晶等光性异常（图25－23）。除这两种主要矿物伴生或单独出现以外，还可见到符山石、硅灰石、方柱石、日光榴石、锂云母、白云母和电气石等高温气成矿物和金属矿物。

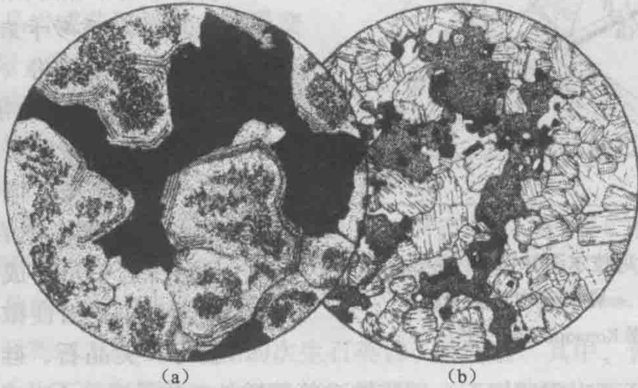


图25－23　钙矽卡岩（挪威奥斯陆地区，25×）

（Harker，1960）

（a）钙铁榴石－磁铁矿矽卡岩，钙铁榴石具环带；（b）钙铁辉石－闪锌矿矽卡岩，不透明八面体为磁铁矿，方解石和少量石英分布在裂隙之中。Goldschmidt 曾描述过该区各类矽卡岩

钙质矽卡岩形成于岩浆期后阶段或叠加在镁质矽卡岩之上，是双交代的结果。组成矿物中的钙来自碳酸盐围岩，而硅和铝来自铝硅酸盐侵入体。Korzhenskii 对乌拉尔图林（Турьн）矽卡岩型铜矿进行的岩石学研究和矿物共生分析堪称典范。该区矽卡岩化岩石由侵入体向外的交代分带是：

Ⅰ. *蚀变石英闪长岩，交代变化表现为：磁铁矿发生溶解，普通角闪石、黑云母为辉石取代，正长石为更长石取代，随着钙的带入，石英将消失*

Ⅱ. *透辉石－斜长石（近）矽卡岩，斜长石更加基性*

Ⅲ. *透辉石－石榴子石矽卡岩*

Ⅳ. *石榴子石矽卡岩*

Ⅴ. *次透辉石（透辉石－钙铁辉石）矽卡岩*

Ⅵ. *大理岩化灰岩*

其中，Ⅰ－Ⅳ带为内矽卡岩带，Ⅴ、Ⅵ带为外矽卡岩带。分析上述双交代带矿物组合的变化可确定交代带形成时各组分相对活动性序列（由大到小）为：$H_2O > CO_2 > K_2O > Na_2O > S > MgO > O_2 > Fe > CaO > SiO_2 > P_2O_5 > Al_2O_3 > TiO_2$。

前8组分为活动组分，后5组分为相对惰性组分。后5组分中 P_2O_5、TiO_2 为孤立组分，这样 CaO、SiO_2、Al_2O_3 三组分为有效惰性组分。以其为顶点作共生图解（图25－24）可清楚反映上述矿物共生关系。图中连接各带的点线出现“S”形弯曲，反映内外矽卡岩带 Al_2O_3/SiO_2 比值不同，外带低内带高，说明尽管 SiO_2、Al_2O_3 都由内带向外带迁移，但 SiO_2 比 Al_2O_3 迁移得更为强烈。所以，在这个系统中，Al_2O_3 比 SiO_2 更为惰性。

我国鄂东南铜绿山一带在燕山早期角闪石英二长闪长岩与三叠系大冶组大理岩、白云质大理岩接触带广泛发育矽卡岩，具有与上述类似的交代分带，伴有大规模的铜、铁矿体产出

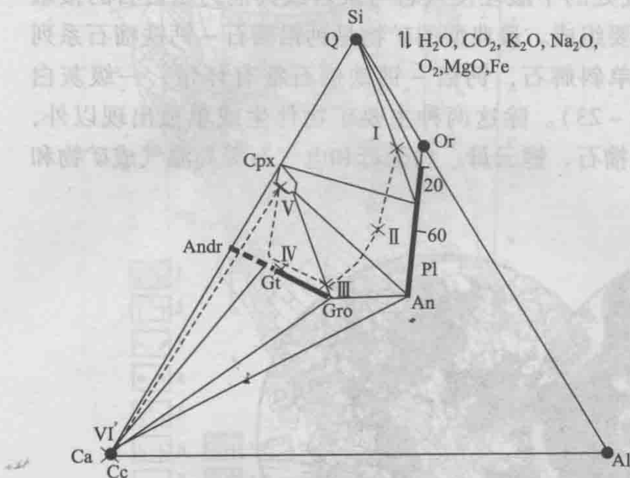
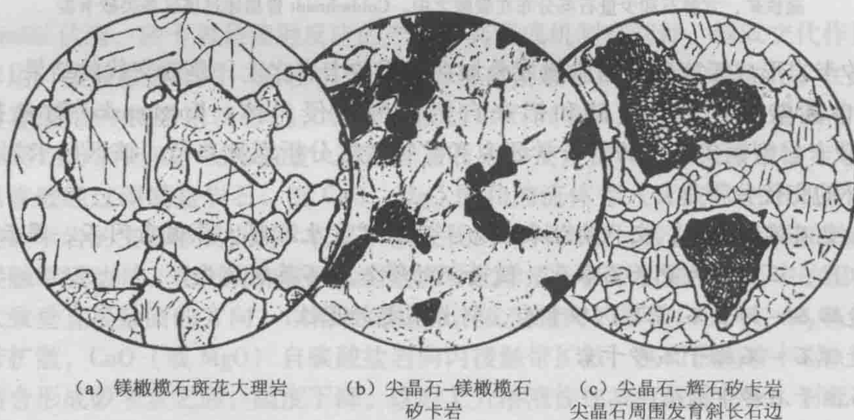


图 25－24　乌拉尔图林铜矿区矽卡岩分带（Ⅰ－Ⅵ）矿物共生图解

（据 Коржинский，1957）

（图 25－21），形成著名的铜绿山铜铁矿床。近年来，赵一鸣等（1990）对它们做了较详细研究，梁祥济（2000）对我国矽卡岩、矽卡岩矿床形成机理做了实验研究，以 Korzhenskii 方法对实验结果作共生分析，取得了很好的效果。

◎ *镁质矽卡岩*：产于酸性侵入岩与白云岩接触带（图 25－22），花岗岩类侵入伴随硅带出至白云质围岩中，发生镁橄榄石和透辉石交代白云石。如果从侵入体中除带出硅外，还带出铝（或在围岩中有铝质杂质），则矽卡岩中可形成尖晶石。因此，镁矽卡岩主要由镁橄榄石、透辉石、金云母、尖晶石、硅镁石等富镁（铝）硅酸盐矿物组成，还可出现硼镁石、硼镁铁矿等硼酸盐矿物及青金石。金云母、硼酸盐矿物及青金石等均可富集成矿。镁矽卡岩通常以主要矿物成分命名，如金云母－透辉石矽卡岩、尖晶石－镁橄榄石矽卡岩、尖晶石－透辉石矽卡岩（图 25－25）等。



（a）镁橄榄石斑花大理岩　（b）尖晶石–镁橄榄石矽卡岩　（c）尖晶石–辉石矽卡岩 尖晶石周围发育斜长石边

图 25－25　镁矽卡岩（俄罗斯雅库特）

（据 Маракушев，1986）

镁质矽卡岩广泛出现在太古宙地层中形成于深成条件下。Korzhenskii 根据俄罗斯东西伯利亚和外贝加尔地区太古宙金云母矿床交代岩分带研究认为，镁矽卡岩也主要是双交代形成，不过与浅部形成的钙矽卡岩不同，CO_2浓度增大，MgO 成为惰性组分，CaO 成为活动组分，岩石－溶液系统的组分活动性序列为：$H_2O > CO_2 > S > SO_3 > Cl > K_2O > Na_2O > F > CaO > O > Fe > P_2O_5 > BaO > MgO > SiO_2 > Al_2O_3 > TiO_2$。

以有效惰性组分 MgO、SiO_2、Al_2O_3作出金云母矿床镁矽卡岩交代岩的矿物共生图解如图 25－26 所示。扩散文代过程的柱状剖面具有下列交代带：

Ⅰ. 已变化的伟晶岩或花岗岩（正长石＋石英及透辉石和副矿物榍石）

Ⅱ. 正长石＋透辉石及副矿物榍石

Ⅲ. 透辉石＋方柱石及副矿物榍石

Ⅳ. 金云母（有时伴随有方解石和透辉石及方柱石）

Ⅴ. 透辉石岩

Ⅵ. 方解石＋镁橄榄石＋尖晶石和金云母

Ⅶ. 白云石

前四带是以伟晶岩或花岗岩侵入体受交代而成的内矽卡岩，SiO_2 因带出而递减，MgO 则因自白云岩中扩散带入而递增；后三带则是外矽卡岩，自Ⅶ－Ⅴ，MgO 因扩散转入内接触带而递减，SiO_2 则因自侵入体扩散进入而递增。

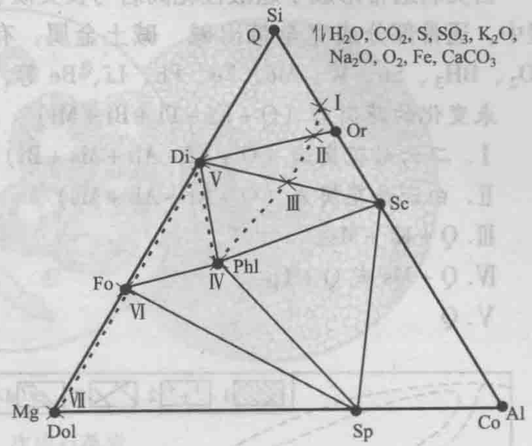


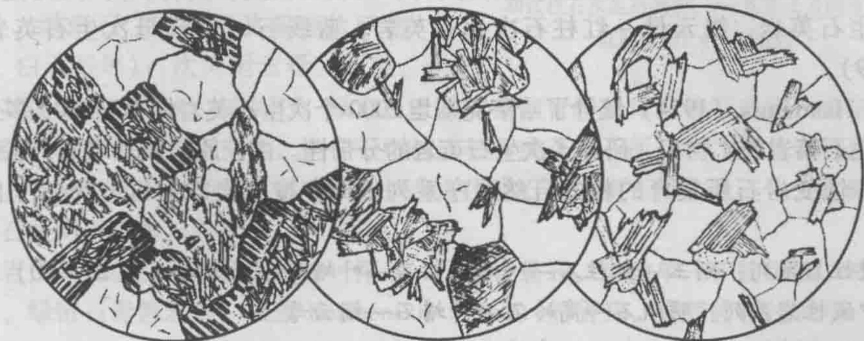
图 25－26　金云母矿床交代岩分带（Ⅰ－Ⅶ）矿物共生图解

（据 Коржинский，1957）

2. 酸性阶段交代岩

酸性阶段中温条件下形成的典型岩石主要有属于深成相的云英岩，属于火山相的次生石英岩、青磐岩。其中，青磐岩的原岩为中基性岩石，云英岩和次生石英岩原岩为中酸性（长英质）岩石，如图 25－17 所示，由于 P_{H_2O} 大，云英岩中白云母稳定，富铝矿物不稳定。而次生石英岩形成于 P_{H_2O} 小的火山相条件，与云英岩相反，在次生石英岩中白云母不稳定、富铝矿物稳定。

◎ 云英岩（greisen）：是中等深度条件下酸性侵入岩及其顶板长英质岩石在中温酸性热液影响下经交代作用所形成的以石英、白云母及萤石、黄玉、电气石为主的交代变质岩。其他矿物有绿柱石、石榴子石（锰铝－铁铝石榴子石）、磷灰石和金属矿物锡石、黑钨矿、辉钼矿、辉铋矿、毒砂、白钨矿及黄铁矿等。岩石一般为浅色（灰白、灰绿或粉红等色），中粗粒鳞片变晶结构，交代假象结构，块状构造。主要矿物含量变化大，一般以石英和白云母为主，有时以黄玉、电气石或萤石为主，它们均可占绝对优势，形成单矿物岩。根据主要矿物相对含量可分为：石英－白云母云英岩、黄玉－白云母云英岩、电气石－石英云英岩、石英－萤石云英岩、石英云英岩、云母云英岩、萤石云英岩等类型。图 25－27 显示了花岗岩在云英岩化过程中矿物成分和结构逐步改造的过程。



（a）云英岩化花岗岩（斜长石为白云母置换，钾长石和钠长石未变）　（b）石英–白云母云英岩（长石原始位置为白云母集合体所置换）　（c）完全重结晶的石英–白云母云英岩

图 25－27　花岗岩在云英岩化过程中逐步改造

（据 Маракушев，1986）

云英岩通常形成于超酸性花岗岩与长英质、泥质岩石接触带（图25－28）。云英岩化过程中，通常部分或完全带出碱、碱土金属，有时带出铝。带入组分有F、S、P、Cl、As、CO_2、BH_3、Sn、W、Mo、Fe、Pb、Li、Be等，形成下列交代带：

未变化的花岗岩（Q＋Kf＋Pl＋Bi＋Mt）

Ⅰ. 二云母花岗岩（Q＋Kf＋Ab＋Ms＋Bi）

Ⅱ. 白云母花岗岩（Q＋Kf＋Ab＋Ms）

Ⅲ. Q＋Kf＋Ms

Ⅳ. Q＋Ms或Q＋Tp

Ⅴ. Q

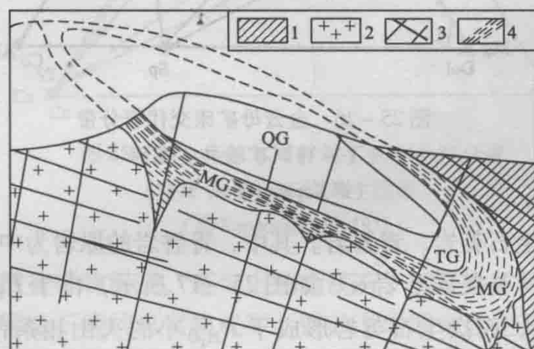


图25－28　云英岩体概略剖面

（据 Емельяненко & Яковлева，1985）

1—角岩；2—云英岩化白岗岩；3—节理；4—再造的边界线；QG—石英云英岩；TG—黄玉云英岩；MG—白云母云英岩

Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ带为英云岩化花岗岩；Ⅳ带为白云母－石英云英岩或黄玉－石英云英岩；Ⅴ带为石英云英岩。

云英岩有很大的工业价值。其中蕴藏有丰富的非硫化物矿床（W－Sn）和硫化物矿床（Fe、Cu、Mo、Zn、Pb、As等）。世界著名的与云英岩化有关的矿床产地有我国南岭地区、俄罗斯中亚地区、哈萨克斯坦、英国、德国、缅甸等。

◎ *次生石英岩*（secondary quartzite）：是中酸性火山岩或次火山岩在靠近地表的浅处，在火山喷出的含硫热气或热液的作用下形成的富石英的交代岩石。一般为浅灰、暗灰或灰绿等色，致密块状、细粒到隐晶质，具中细粒到显微粒状鳞片变晶结构，块状构造。可见变余斑状结构、交代假象结构及变余流纹构造。主要矿物为石英及绢云母、明矾石、高岭石、红柱石、一水硬铝石和叶蜡石，次要矿物为刚玉、黄玉、氯黄晶、蓝线石、电气石，副矿物为金红石、黄铁矿、赤铁矿、重晶石及硫黄。石英含量高（一般大于50%，甚至出现几乎全由石英组成的单矿物岩）、常含富铝矿物、含硫矿物是其矿物组成的显著特点。按主要矿物分为绢云母次生石英岩、明矾石次生石英岩、高岭石次生石英岩、叶蜡石次生石英岩、绢云母－红柱石次生石英岩、蓝线石－绢云母次生石英岩等类型（图25－29）。

H. И. Наковник（1954）统计了哈萨克斯坦2000个次生石英岩标本（7000多个薄片），划分了次生石英岩的矿物相，研究了次生石英岩的分带性。由于原岩成分不同，从强烈蚀变的内圈到未蚀变岩石所发育的相的自然顺序系列不同。按原岩成分可分为三个自然顺序系列：

Ⅰ. 酸性岩系列：刚玉→红柱石→一水硬铝石→叶蜡石→绢云母（图25－30）

Ⅱ. 中酸性岩系列：明矾石→高岭石→叶蜡石→绢云母

Ⅲ. 中性岩系列：一水硬铝石→高岭石→叶蜡石→绢云母

次生石英岩主要赋存在中、新生代次火山岩、火山岩及火山碎屑岩中，古生代的次生石英岩较少。次生石英岩主要与明矾石、高岭石，叶蜡石、水铝石、刚玉、红柱石等非金属矿床有密切关系，有时也与斑岩型铜、铁、金、银及多金属矿床伴生。我国东南沿海如苏、皖、浙、闽一带中生代火山岩系中，次生石英岩分布甚广。浙江平阳、福建福鼎及安徽庐江

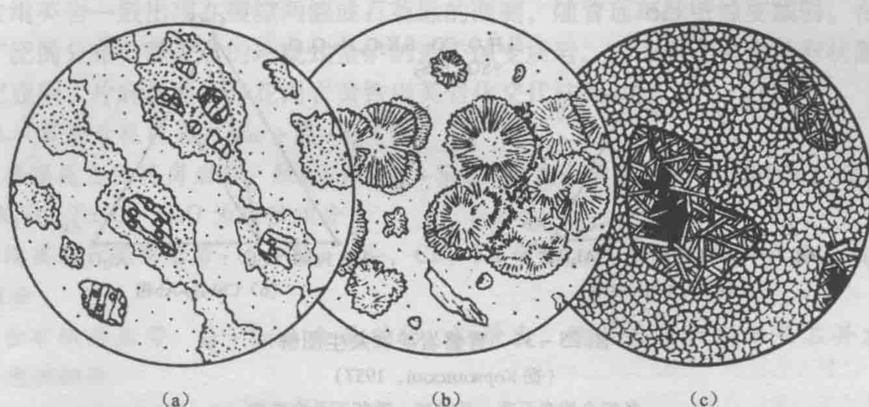


图 25－29　次生石英岩

（据 Маракушев，1986）

(a) 绢云母－红柱石次生石英岩，发育于细层状流纹质凝灰岩中，画斜线的是红柱石－石英集合体，基质中有细小分散的次生石英和绢云母（中哈萨克斯坦）；(b) 蓝线石－绢云母次生石英岩，放射状球粒集合体为蓝线石（中哈萨克斯坦）；(c) 明矾石次生石英岩，明矾石呈斑晶假象，黑色为白钛矿，基质中有次生石英、明矾石及金红石和白铁矿（中堪察加）

的明矾石矿床和福建福州寿山的叶蜡石矿床，特别是其中的寿山石举世闻名。世界其他著名次生石英岩矿产地有：哈萨克斯坦、阿塞拜疆、瑞士。

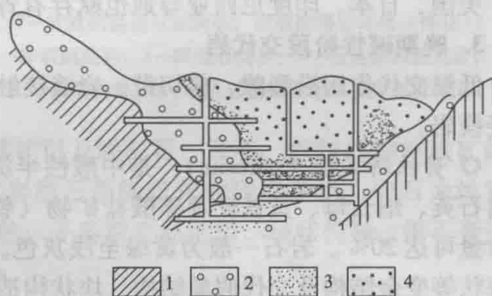


图 25－30　哈萨克斯坦 Semiz-Bugu（Семиз-Бугу）矿床刚玉－红柱石主矿体地质剖面图

（据 Наковник，1954）

1—绢云母次生石英岩；2—含红柱石、红柱石－石英和红柱石次生石英岩；3—含刚玉及刚玉－红柱石岩；4—刚玉岩

◎ *青磐岩*（propylite）：是中基性火山岩、火山碎屑岩在中低温热液及火山硫质喷气的作用下，形成的绿色致密块状的交代变质岩石。中细粒变晶结构或纤状变晶结构，常见变余斑状、变余火山碎屑结构及交代假象结构，块状、斑杂状及角砾状构造。

青磐岩矿物成分与绿片岩、绿岩和钠长－绿帘角岩相似。主要为钠长石、纤闪石（阳起石）、绿帘石、绿泥石及碳酸盐矿物（方解石、白云石等）；次为绢云母、石英、黄铁矿及其他金属硫化物。钠长石、绿帘石及黄铁矿是青磐岩化的特征产物。绿帘石常为后期低温的绿纤石和葡萄石所交代，钠长石则被冰长石或正长石所交代，这是青磐岩的特征之一。此外，青磐岩常受后期热液影响，进一步发生沸石化、绢云母化及硅化，并同时形成石膏、重晶石及明矾石等。

青磐岩按矿物组合命名，如钠长－阳起－绿帘青磐岩。如为单一矿物组成，可称为阳起石青磐岩、绿帘石青磐岩等。根据 Korzhenskii（1960）的研究，青磐岩化过程中，活动组分为 H_2O、CO_2、S、K_2O、Na_2O、O_2，有效惰性组分为 CaO、(Mg，Fe)O、Al_2O_3。

不同温度和深度条件下，青磐岩的矿物共生组合不同。可划分三个矿物相：

Ⅰ. *阳起石－绿帘石－钠长石相*（图 25－31a）

Ⅱ. *绿泥石－绿帘石－钠长石相*（图 25－31b）

Ⅲ. *绿泥石－碳酸盐相*

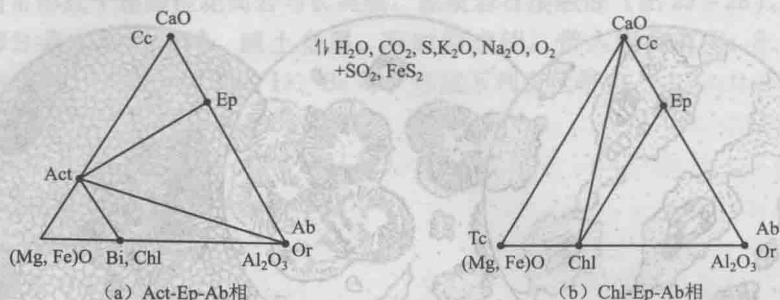


图 25－31　青磐岩矿物共生图解

（据 Коржинский，1957）

各组合均有石英、黄铁矿、磷灰石及白铁矿

上述三个矿物相反映矿物形成的地质环境：阳起石－绿帘石－钠长石相是半深成及浅成环境下形成的较高温度的共生组合；绿泥石－绿帘石－钠长石相是次火山环境下形成的中温矿物共生组合，绿泥石－碳酸盐相是火山环境下形成的低温矿物共生组合。

青磐岩常与中－低温金属矿脉伴生，是金、银、铜、铅、锌等矿床的重要找矿标志。我国长江中下游火山岩地区青磐岩化广泛发育。其他如俄罗斯乌拉尔、中亚地区、哈萨克斯坦、美国、日本、印度尼西亚等地也赋存有青磐岩矿床。

3. 晚期碱性阶段交代岩

低温交代作用沿裂隙、剪切带、岩墙接触带发育。分布最广的交代岩为黄铁绢英岩和滑石菱镁岩。

◎ 黄铁绢英岩（beresite）：是中酸性半深成岩或浅成岩经低温交代作用所形成的，主要由石英、绢云母、黄铁矿及碳酸盐矿物（铁白云石系列）组成的交代岩。黄铁矿、碳酸盐含量可达20%。岩石一般为黄绿至浅灰色。具中细粒至显微鳞片花岗变晶结构，可见变余斑状等变余结构及交代假象结构，块状构造。图 25－32 显示了微晶闪长岩黄铁绢英岩化的成分和结构变化过程。

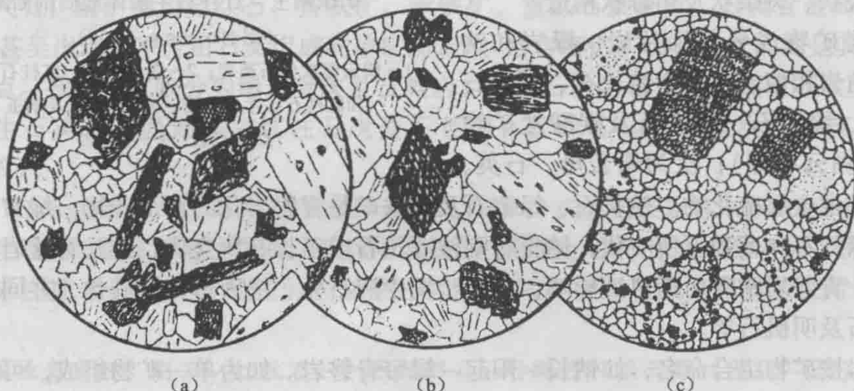


图 25－32　微晶闪长岩黄铁绢英岩化的几个阶段

（据 Маракушев，1986）

（a）绿泥石带，普通角闪石为绿泥石、中－钠长石、绢云母和方解石所取代；（b）铁白云石带，绿泥石为铁白云石取代；（c）石英－绢云母带，绢云母取代斜长石斑晶，石英取代基质和铁白云石，普通角闪石假象轮廓为黄铁矿和白钛矿的分布特点所置换

黄铁绢英岩一般出现在裂隙两侧或石英脉的两侧，随着远离脉壁蚀变减弱。在我国鲁东地区有广泛的分布，是著名的玲珑式金矿的近矿蚀变质岩。其围岩主要是片麻状黑云母花岗岩，研究表明，片麻状黑云母花岗岩黄铁绢英岩化交代柱为（图25－33）：

片麻状黑云母花岗岩：Mic＋Pl＋Q＋Bi

Ⅰ．弱绢英岩化花岗岩带：Mic＋Pl＋Q＋Se，Mg完全带出，绢云母（Se）交代斜长石，Al_2O_3、K_2O、Na_2O、CaO为惰性组分

Ⅱ．绢英岩化花岗岩带：Q＋Mic＋Se，Ca、Na带出，绢云母交代斜长石，Al_2O_3、K_2O为惰性组分

Ⅲ．含矿绢英岩带：Q＋Se＋金属矿物，K带出，绢云母交代微斜长石并发生矿化，Al_2O_3为惰性组分

对该交代系统来说，原岩矿物稳定性递增的顺序为：Bi→Pl→Mic→Q，元素活动性递减的序列为Ca→Na→K→Al→Si。

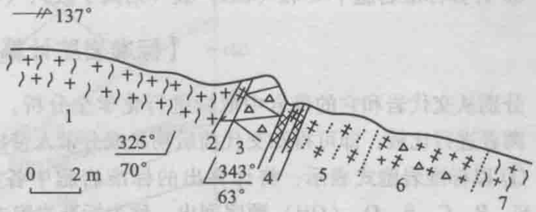


图25－33 玲珑西山230坑口56号矿脉剖面图

1，7—片麻状黑云母花岗岩，沿裂隙绢云母化（钾化）；2—碎裂绢英岩；3—碎裂石英脉；4—石英脉和绢英岩；5—绢英岩；6—绢英岩化碎裂片麻状花岗岩

黄铁绢英岩是含金矿脉的主要找矿标志之一，也是斑岩型铜、钼、银及多金属矿床的蚀变围岩。

◎滑石菱镁岩（listvenite）：是主要由超基性岩，少量由基性岩和碳酸盐岩石在低温富CO_2溶液作用下形成的，主要由石英、碳酸盐（铁菱镁矿）、铬云母和黄铁矿以及绿泥石、滑石、蛇纹石和铬铁矿组成的交代岩。滑石、蛇纹石和铬铁矿显然是蛇纹岩滑石菱镁矿化的残留矿物。岩石为浅黄绿色，但由于碳酸盐分解出现氢氧化铁而呈棕褐色。不等粒变晶结构，块状构造。滑石菱镁岩在裂隙附近呈蚀变带产出，厚度通常小于1.5m。

滑石菱镁岩也与金矿和多金属矿床有关。产于陕甘川三省交界地带蛇纹岩体的变形带内的滑石菱镁岩是金矿的围岩。

（六）计算交代作用前后化学成分变化的巴尔特“氧”法

巴尔特（Barth，1948）提出“标准岩胞”的概念，用以计算交代作用前后化学成分的变化，他认为，在大多数岩石中氧占岩石总体积的94%，而其他的阳离子加在一起不足6%。因此，氧离子的体积，对于岩石的体积而言是至关重要的。而岩石中阳离子种类和数目只有次要意义。

在岩石和矿床中，大多数的交代作用都不包含体积的改变而保持原岩的结构标志。因此，如认为岩石在蚀变中无显著的体积变化，则可以认为交代前后岩石中氧离子数目保持恒定。

大多数的火成岩中，离子数量比有这样的特点：160个氧离子配100阳离子，当然这是对以长石为主的岩石而论。如果对以石英为主的岩石，阳离子数可能要低些；而对于超基性岩，比如纯橄榄岩，其阳离子数达120。但为了对比方便仍以160氧离子的体积为标准，作为标准岩胞。

【标准岩胞计算法】

为了计算中避免小数运算，C.D.契特维里科夫建议用1600氧原子体积为一个标准岩胞。计算步骤是：

① 把氧化物质量分数换算成分子数：分子数＝（氧化物质量分数/分子量）×1000。

② 将氧化物分子数换算成金属原子数（阳离子数）：氧化物分子数×氧化物分子式中所含的金属原子数，如：Al_2O_3中 Al 原子数＝Al_2O_3分子数×2。

③ 计算与金属原子数有关的氧原子数：二倍氧化物如SiO_2氧原子数为 Si 原子数×2；倍半氧化物如Al_2O_3氧原子数为 Al 原子数×3/2；其余类推。变质岩中H_2O多以（OH）形式出现，因此，在计算H_2O中氧原子数时，应按（OH）计算，即氧原子数等于氢原子数。

④ 求氧原子总数：$\sum$＝各氧化物中氧原子数的加和。

⑤ 计算标准岩胞中金属原子数（即阳离子数）：

换算系数＝1600/$\sum$（氧原子总数）；

岩胞中阳离子数＝换算系数×该金属原子数；

计算出的岩胞中阳离子数之和接近1000。

⑥ 计算标准岩胞中 O 和（OH）数（阴离子数）：（OH）＝H 离子数，O＝1600－（OH）。

【标准岩胞计算法的应用】

分别从交代岩和它的母岩中取样进行化学全分析。从化学分析结果分别计算它们的标准岩胞中离子数，两者进行比较，即可得知交代前后物质成分带入带出的情况。为简明起见，采用两种表示方法。

① 以标准岩胞式表示：将计算出的标准岩胞中各种离子数按：K、Na、Ca、Mg、Fe^{2+}、Fe^{3+}、Al、Ti、Si、P、C、S、O、(OH) 顺序列出，称为标准岩胞式。将交代前后岩石分别列出，即可表示物质带入带出的情况。

② 以巴尔特图解表示：横坐标表示岩石样品，纵坐标表示标准岩胞中离子数。用直线将交代前后各离子数相连，即可直观表示物质带入带出的情况。

计算实例见表25－2。

表25－2 巴尔特"氧"法计算实例

石灰岩					矽卡岩				
氧化物	质量分数 %	金属原子数	氧原子数	标准岩胞中阳离子数	氧化物	质量分数 %	金属原子数	氧原子数	标准岩胞中阳离子数
SiO_2	1.20	20	40	11	SiO_2	47.0	783	1566	473
TiO_2	—	—	—	—	TiO_2	—	—	—	—
Al_2O_3	1.20	24	26	13	Al_2O_3	2.35	46	69	28
Fe_2O_3	0.42	5	8	3	Fe_2O_3	5.88	74	111	45
FeO	0.56	8	8	4	FeO	16.47	229	229	138
MgO	0.45	11	11	6	MgO	2.3	57	57	34
CaO	54.11	966	966	516	CaO	20.00	357	357	216
Na_2O	—	—	—	—	Na_2O	1.20	39	19	24
K_2O	—	—	—	—	K_2O	1.10	24	12	15
H_2O	—	—	—	—	H_2O	0.70	78	78	47
P_2O_5	—	—	—	—	P_2O_5	—	—	—	—
CO_2	42.35	963	1926	514	CO_2	2.94	67	134	40
总和	100.29		2985		总和	99.94		2632	
换算系数	1600:2985＝0.536				换算系数	1600:2652＝0.604			

计算结果以标准岩胞式表示如下：

石灰岩：$K_0Na_0Ca_{516}Mg_6Fe^{2+}_4Fe^{3+}_3Al_{13}Ti_0Si_{11}P_0C_{514}O_{1600}$；

矽卡岩：$K_{15}Na_{24}Ca_{216}Mg_{34}Fe^{2+}_{138}Fe^{3+}_{45}Al_{28}Ti_0Si_{473}P_0C_{40}O_{1553}(OH)_{47}$。

以巴尔特图解表示如图 25－34 所示。

由上述标准岩胞式和巴尔特（Barth）图解可以看出，从石灰岩变为矽卡岩时，带入 Si、Fe 及 Mg、Na、Al、K、（OH），带出 Ca 和 CO_2。标准岩胞中带入带出的数量为：

带入：K＝15，Na＝24，Mg＝28，Fe^{2+}＝134，Fe^{3+}＝42，Al＝15，Si＝462，（OH）＝47；

带出：Ca＝300，C＝474。

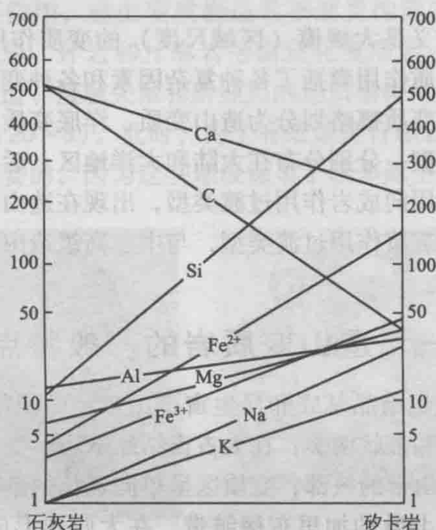


图 25－34　石灰岩变为矽卡岩元素带入带出的 Barth 图解

思　考　题

1. 为什么说在研究局部变质地体，特别是涉及碳酸盐岩石局部变质地体时要对流体成分给予特别重视？
2. 设一玄武岩（高岭石粘土岩/水云母粘土岩/不纯灰岩）遭受 AEH 至 PH 相接触－热变质作用，试写出其等化学系列及相应的典型矿物共生组合。
3. 利用图 25－15b 作出距岩体 1km 围岩 $P-T-t$ 轨迹（取抬升速率 1mm/a，$t=12\times10^5$a）
4. 比较：① 石榴子石－辉石矽卡岩与石榴子石－辉石角岩；② 云英岩与白云母－石英角岩；③ 青磐岩与钠长－绿帘角岩。
5. 区分：① 镁质矽卡岩与钙质矽卡岩；② 云英岩、次生石英岩、黄铁绢英岩；③ 次生石英岩与青磐岩。
6. 为什么说“红柱石与正长石共生说明岩体侵位深度较浅”？
7. 为什么说，“在普通角闪石角岩相中，若岩体侵位深度较深，则在该相富铝变泥质岩的较高温部分出现矽线石，但仍不与钾长石共生”？
8. 在周口店岩体接触晕的富铝泥质变质岩中，为什么会出现硬绿泥石、十字石、铁铝榴石等矿物而无堇青石？
9. 为什么次生石英岩中常含有富铝矿物？

第二十六章 造山变质岩

由于区域变质的基本定义是大规模（区域尺度）的变质作用，而不论其变质条件、变质环境如何，这使得区域变质作用囊括了各种复杂因素和各种变质环境下的变质作用。本教材从地质角度，将地壳区域变质概略划分为造山变质、洋底变质、埋藏变质和混合岩化四种类型，前两者是两个独立类型，分别分布在大陆和大洋地区。后两者是过渡类型，与其他类型伴生：埋藏变质是变质作用向成岩作用过渡类型，出现在造山变质和洋底变质的很低级部分；混合岩化是变质作用向岩浆作用过渡类型，与中、高级造山变质岩伴生。本章拟讨论分布在大陆地区的造山变质岩。

一、造山变质岩的一般特点

（1）广泛分布在前寒武纪结晶基底和显生宙造山带，面积往往达数百乃至数千平方千米，变质区外形可分为面状和带状两类：在太古宙结晶基底，变质区以面状为主，如加拿大地盾；在元古宙、显生宙造山带的核部，变质区呈单向延长的带状。如我国东秦岭从东到西延长达700km以上。北美至北欧的加里东褶皱带，在大西洋形成前是联在一起的，是一条北东走向的巨型造山带，仅苏格兰北爱尔兰一段东西长达600km以上（图26-1）。

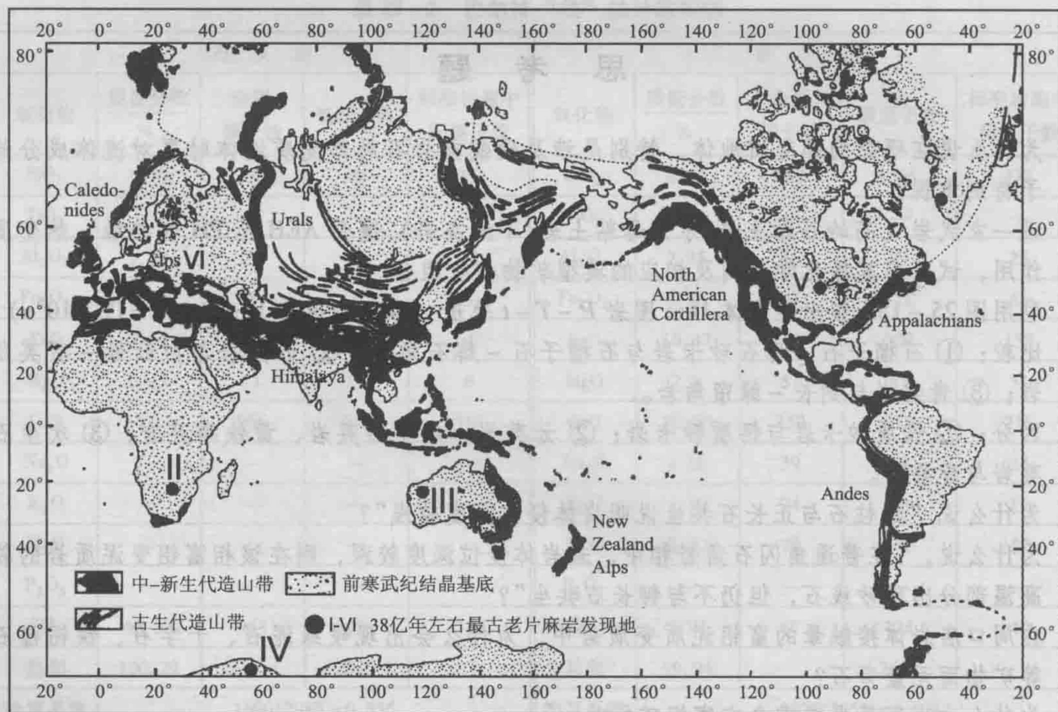


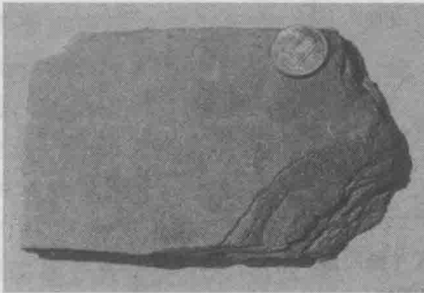
图26-1 全球造山带分布简图

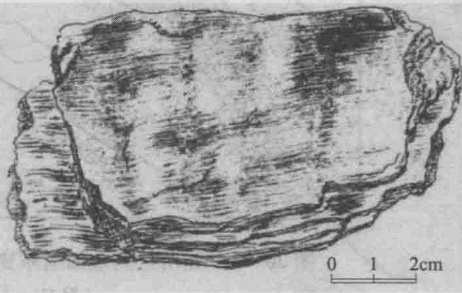
（据 Маракушев и Бобров，2005 修改补充）

（2）是区域性热异常和构造应力场联合作用的产物，变质因素十分复杂。温度、压力、

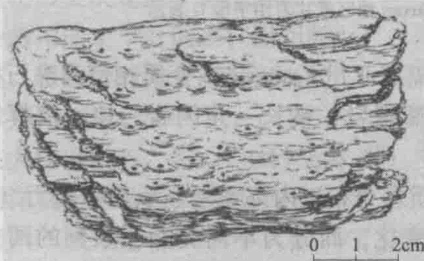
偏应力和流体都起十分重要的作用，且变质条件变化大。热峰温度变化范围自 200 ~ 800℃以上，热峰压力为 0.2 ~ 2.0GPa，甚至大于 3.0GPa，*P/T* 比自 5 ~ 80℃/km，包括高 *P/T* 比、中 *P/T* 比和低 *P/T* 比三种主要类型。变质条件受许多地质因素控制，如构造背景、地壳的厚度和成分、放射性元素的含量和分布、由地幔至地壳的热流和分布、岩石的热导率、岩浆侵入体的存在和多少、水热流体运动、其他地质体的热效应和侵蚀速率等。

（3）由于偏应力起重要作用，造山变质岩通常都遭受构造变形，而发育明显的面、线理，典型岩石为板岩、千枚岩、片岩和片麻岩等面理化变质岩（图 26 – 2）。变形强烈时，可完全消除对原生结构、构造、接触关系和所经历的地质事件的“记忆”，造成原岩恢复和地质事件分析的困难（见图 20 – 8）。此时，为了有效地进行原岩恢复和建立地质事件序列，详细研究弱应变域是很有必要的，因为这些地段保留了较多原生信息以帮助恢复“记忆”。

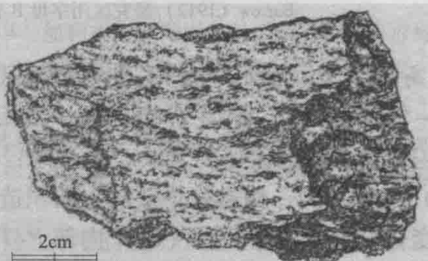

（a）板岩，具板状构造
（据Plummer et al.，2001）



（b）千枚岩，具千枚状构造
（据李尚宽，1982）



（c）石榴子石–白云母片岩，具片状构造
（据李尚宽，1982）



（d）黑云母–斜长石片麻岩，具片麻状构造
（据李尚宽，1982）

图 26 – 2　典型的面理化造山变质岩

（4）由于 *P/T* 比变化大，造山变质岩分布区变质相系列和递增变质带演化十分复杂多样，可划分为下列三个基本类型和一系列过渡类型（图 26 – 3，图 26 – 4，图 23 – 11，图 23 – 12，图 22 – 13）。

◎ 低 *P/T* 型（红柱石 – 矽线石型）：变质相系列为 GS→A→G，泥质变质岩中典型递增变质带为：① Bi 带；② Crd 带；③ And 带；④ Sil – Ms 带（Sil 带）；⑤ Kf – Sil 带；⑥ Crd – Gt – Kf 带。其中① 为绿片岩相，② 为绿片岩相 – 角闪岩相过渡；③④ 为角闪岩相；⑤⑥ 为麻粒岩相。苏格兰高地巴肯式变质带（图 26 – 3）包括① ~ ④。

◎ 中 *P/T* 型（蓝晶石 – 矽线石型）：相系列为 GS→EA→A→G，泥质变质岩中典型递增变质带为：① Chl 带；② Bi 带；③ Gt 带；④ St 带；⑤ Ky 带；⑥ Sil 带；⑦ Kf – Sil 带；⑧ Crd – Gt – Kf 带。其中①、②为绿片岩相，③为绿帘角闪岩相（绿片岩相 – 角闪岩相过渡）④、⑤、⑥为角闪岩相，⑦、⑧为麻粒岩相。苏格兰高地巴罗式指示矿物带（图 26 – 3，图 22 – 13）包括① ~ ⑥。

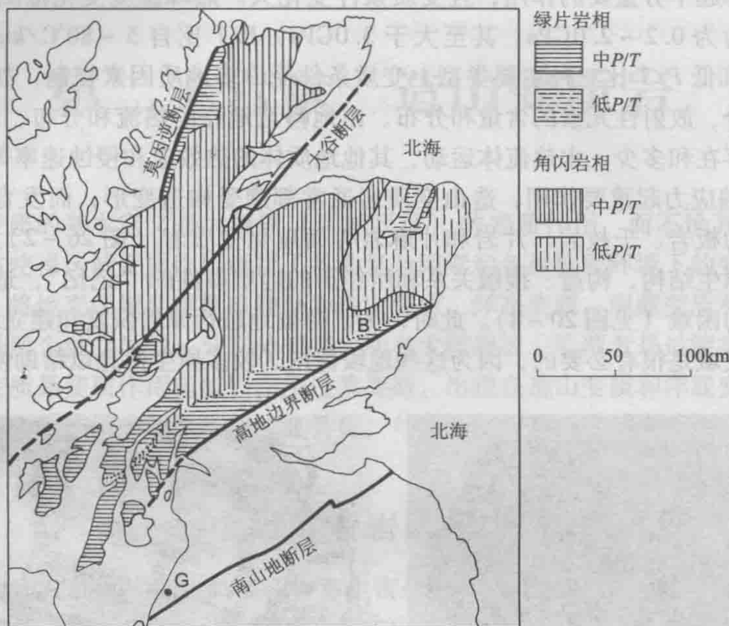


图 26-3　苏格兰高地加里东变质区（画阴影线部分）变质图

（据 Miyashiro，1994）

该变质区分为巴肯式区（低 P/T）和巴罗式区（中 P/T）两个 P/T 类型不同的区域。

Barrow（1912）研究区用字母 B 表示，Girvan 地区蓝片岩用字母 G 表示

◎ 高 P/T 型（蓝闪石型）：在典型地区加利福尼亚州 Franciscan 变质相带为沸石相带→葡萄石-绿纤石相带→蓝片岩相+绿片岩相带→榴辉岩+钠长-角闪岩岩块。榴辉岩和钠长-角闪岩作为构造侵位的岩块产于其他岩石之中（图 26-4）。

（5）一个在同一构造背景下的大面积造山变质岩分布区内部通常显示热峰压力（深度）的很大变化，这导致变质区（带）内部 P/T 比的变化，而分为不同类型相系列的两个区域（Miyashiro，1994）。一个典型实例是苏格兰高地加里东变质区。如图 26-3 和图 22-13 所示，该变质区划分为巴罗式和巴肯式区，分别以中 P/T 和低 P/T 变质条件为特征。在巴罗式区泥质变质岩中出现上述从 Chl 带至 Sil 带的 Ky-Sil 型递增变质带。而在巴肯式区泥质变质岩中，则出现上述从 Bi 带至 Sil 带组成的 And-Sil 型递增变质带。两区之间建造和构造是连续的，$P-T$ 条件变化也是连续的，说明是在同一构造背景下受同一变质作用支配，但 P/T 比不同。

（6）造山变质的构造背景多样，主要包括弧-沟带、大陆碰撞带和大陆拉张带三类。除这三类外，其他构造背景亦可能存在，特别是早前寒武纪（Miyashiro，1994）。不同构造背景变质作用特点不同。

◎ 弧-沟带：弧-沟带变质作用以发育**双变质带**（paired metamorphic belts）为特征。双变质带由大体同时代的一个高 P/T 变质带和一个较低 P/T 比变质带组成。它们相互平行沿大陆边缘延伸，其间通常有一个巨大断裂将二者分隔开。高 P/T 变质带位于大洋一侧，代表了一个古海沟带，由冷的洋壳和海沟沉降物俯冲至地下深处形成。较低 P/T 比变质带为低 P/T 型或中 P/T 型或二者的混合，代表了一个古岛弧带。岛弧带与俯冲有关的大量岩浆活动是 P/T 比较低的主要原因（Miyashiro，1961，1973，1994）。双变质带广泛作为地质历史中弧-沟系统的证据。

双变质带广泛分布于环太平洋地区。图 26 - 4 所示的加利福尼亚中生代变质区是环太平洋地区双变带的典型实例之一。以北西向海岸山脉逆断层为界，该区分为南西侧高 P/T Franciscan 变质杂岩带和北东侧中 - 低 P/T Sierra Nevada 花岗质 - 变质带，构成双变质带。双变质带也见于环太平洋之外的一些地区。在苏格兰高地加里东中 - 低 P/T 变质区南东侧可能广泛发生过高 P/T 变质而形成双变质带。不过除 Girvan 地区有一个蓝片岩小岩块外，其他高 P/T 变质岩均掩盖在地下（图 26 - 3）。

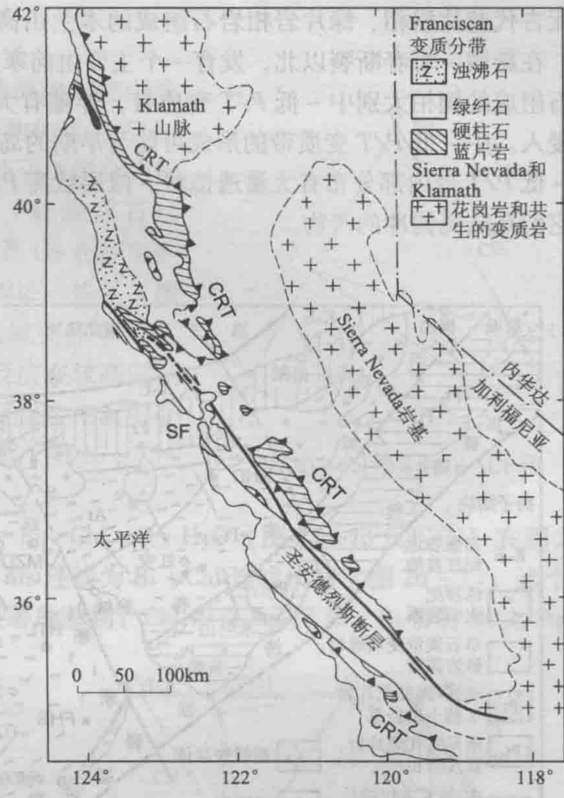


图 26 - 4　加利福尼亚海岸山脉 Franciscan 杂岩与 Sierra Nevada 和 Klamath 山脉花岗质 - 变质带（Miyashiro，1994）

CRT—海岸山脉逆断层，指示 Franciscan 区东界；SF—San Franciscan。Franciscan 和 Sierra Nevada 带构成环太平洋双变带的一个实例

◎ 大陆碰撞带：大陆碰撞带变质作用以十分复杂的多期区域变质，可出现各种 P/T 比类型及其叠加为特征。这是由碰撞带复杂的构造演化历史决定的。详细解释这个复杂的构造史十分困难，因而颇见分歧，特别是对古生代和更老的碰撞带尤为如此。

在大陆碰撞前，有一个两大陆之间的洋盆俯冲阶段，形成上述由一个高 P/T 变质带和一个中 - 低 P/T 变质带（往往伴随花岗岩侵入体）组成的双变质带。此后，在洋盆完全消减之后的大陆碰撞阶段，陆壳因褶皱、逆冲等机械过程而大幅度增厚。增厚地壳中放射性元素聚集、花岗岩体的侵入，导致中 - 低 P/T 变质带形成（Miyashiro，1994）。特别值得注意的是，在洋盆完全消失之后，与洋盆连接的大陆块体可以俯冲到另一大陆之下，这将导致在俯冲陆块及其上覆沉积岩堆中的高 P/T 变质作用。由于俯冲陆块的浮力，在一个很短的时间内俯冲即停止，并可能开始隆升。西阿尔卑斯、哈萨克斯坦和我国大别山等碰撞带中发现含柯石英、金刚石等超高压矿物组合，显示比环太平洋地区大洋板块俯冲带高得多的压力（3.0GPa 以上）特征。这可能说明陆壳可深俯冲至 100km 以上的地幔深度发生变质，俯冲陆块的较大浮力可能使形成的变质岩从较大深度抬升。

从现有资料看，不同碰撞带变质特征亦不同。北阿巴拉契亚泥盆纪 Acadian 碰撞带，是一个伴有大量花岗岩类侵入体的中 - 低 P/T 变质带。尚未发现有高 P/T 变质。阿尔卑斯白垩纪 - 新近纪碰撞带中发育高 P/T 和中 P/T 变质带，缺乏花岗岩类侵入体，在西阿尔卑斯发现有含柯石英的超高压变质岩。似乎当缺乏花岗岩类侵入体时，碰撞带增厚地壳通常遭受中 P/T 区域变质，而当有花岗岩类侵入体时，浅层地壳可遭受低 P/T 变质（Miyashiro，1994）。

分布在我国中部的大别碰撞造山带（图 26 - 5）则更为复杂，既有大量花岗岩类侵入体，又发育有含柯石英、金刚石的超高压变质岩。该区在新城 - 圻春断裂南侧，发育有一个

由新元古代蓝片岩相、绿片岩相岩石组成的木兰山高 P/T 变质带，其成因显然与板块俯冲有关。在新城－圻春断裂以北，发育一个主要由前寒武纪绿帘角闪岩相、角闪岩相和麻粒岩相岩石组成的桐柏大别中－低 P/T 变质带，伴随有大量、多期（从新元古代至白垩纪）花岗岩侵入。中－低 P/T 变质带的形成可能与早期的岛弧阶段和晚期碰撞及碰撞后隆升有关。在中－低 P/T 带内部分布有大量透镜状－似层状高 P/T 变质岩（包括超高压变质岩），通常认为它们是陆壳俯冲的产物。

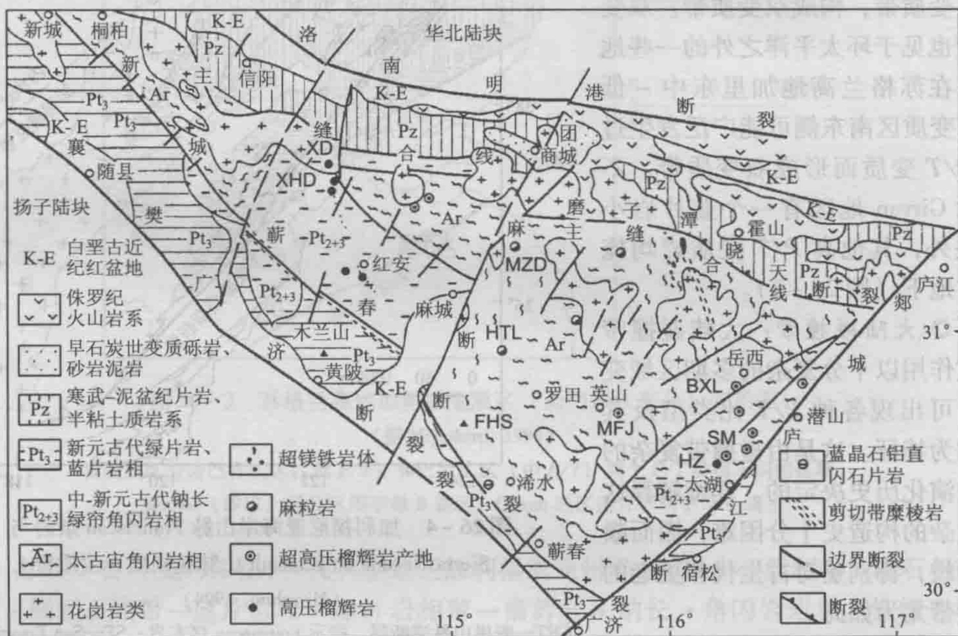


图 26－5　桐柏－大别山变质地质图

（据游振东等，1999）

主要高压、超高压变质岩产地：BXL—碧溪岭；FHS—峰火山；HTL—黄土岭；HZ—黄镇；MFJ—蜜峰尖；MZD—木子店；SM—石马；XD—熊店；XHD—宣化店

◎ 大陆拉张带：大陆拉张带变质作用以低 P/T 型高温变质伴随大量岩浆活动为特征。在大陆拉张区，地壳或岩石圈减薄使来自地幔或软流圈的上升热流增加，导致玄武质和花岗岩类岩浆形成和上侵及低 P/T 型高温变质，形成麻粒岩相变质杂岩。例如西欧比利牛斯海西造山带中有大量麻粒岩相变质杂岩，通常认为它代表了早元古代大陆内部拉张带（Miyashiro，1994）。

二、中 P/T 和低 P/T 区域变质岩

中 P/T 和低 P/T 区域变质岩不仅有类似的构造背景（岛弧带、大陆碰撞带、大陆拉张带和前寒武纪结晶基底），往往共存于同一构造背景之中，而且均具有 Z→P－P→GS→EA→A→G 的变质相系列，只是低 P/T 相系列中 EA 发育较差。此外，在同一个变质相的不同 P/T 类型岩石中，除泥质变质岩随 P/T 比变化有明显的矿物组合差异外，其余各化学类型的矿物组合变化不大。因此，可以按变质相描述主要岩石类型。上述相系列前两个变质相属于埋藏变质，其特点将在下一章叙述。在许多中 P/T 和低 P/T 变质区，这两个变质相可不出现。后四个变质相分布广泛，是四个常见的区域变质相。

(一) 绿片岩相 (GS)

绿片岩相是低级区域变质相，以其低温矿物组合（图26-6，图26-7）和明显的变余结构构造为特征，以基性变质岩中出现 Chl + Act + Ep + Ab + Q 组合为标志（图26-6）。泥质变质岩中，Cld（硬绿泥石）、Stp（黑硬绿泥石）、Bi 和 Gra（石墨）是 GS 相新生矿物，富铝矿物 Prl（叶蜡石）不与 Kf（Mic）共生（图26-7）。与接触变质 AEH 相相比，区域变质条件下 GS 相变泥质岩中 Chl + Se（Ms）═ Bi 反应在较高温度下进行，即 Bi 要比绿泥石变质级高。因此该相泥质变质岩通常可划分为 Chl 带和 Bi 带两个带（图26-7）。一些低 P/T 变质区，Chl 带不发育。

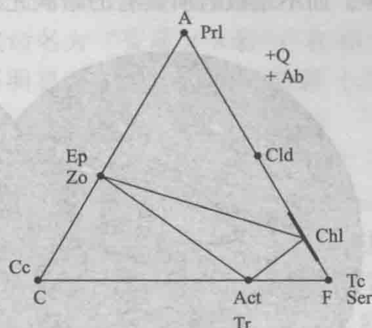


图26-6　绿片岩相 ACF 图

Bi 带另一个等变线反应 Stp + Phn ═ Bi + Chl + Q + H_2O（图22-13 反应①）在图26-7 的 A′KF 图上可清楚显示，表现为 Stp + Ms 连线为 Bi + Chl 连线代替（图26-7）。这个反应可清楚说明 Chl 带与 Bi 带矿物学上最显著的差别：Chl 带有 Stp 无 Bi，Bi 带有 Bi 无 Stp。

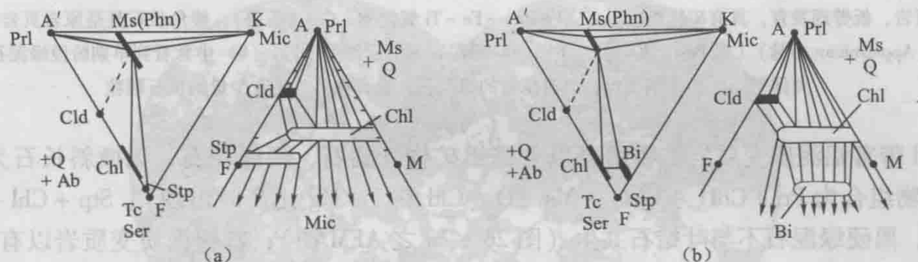


图26-7　绿泥石带（a）和黑云母带（b）A′KF、AFM 图

（据 Raymond，2002；Blatt et al.，2006，编制）

白云母（Ms）是泥质变质岩最常见矿物。绿片岩相白云母多为细小鳞片状，称为绢云母（Se）。在矿物化学上，绿片岩相白云母为多硅白云母（Phn）。所谓多硅，指白云母晶体化学式中 Si 原子数大于3，这是由于理想成分的白云母 $KAl_2^{VI}(Al^{IV}Si_3O_{10})(OH)_2$ 中 Al^{IV} 为 Si^{4+} 替代所致。由于 Al^{IV} 为 +3 价，$Al^{3+} \Leftrightarrow Si^{4+}$ 替代电价不平衡。为了平衡电价，在六次配位 Al 位置会发生 $Al^{3+} \Leftrightarrow Fe^{2+}$ 或 Mg^{2+} 替代。上述替代随着温度降低、压力增高而增强，替代的极限是出现绿鳞石 $K(Mg, Fe^{2+})(Al^{VI}, Fe^{3+})Si_4O_{10}(OH)_2$。因此，多硅白云母是低温和高压的指示矿物，结构上是理想成分白云母与绿鳞石的类质同象混合物。化学上除富硅外，还具有贫铝、含铁、镁的特点。在 A′KF 图上，多硅白云母投影进入到图解内部，多硅必然多铁镁，所以从 Chl 带到 Bi 带，随着温度升高 Ms 含硅量和含铁镁量会减少，在 A′KF 图上表示 Phn 的线段长度会缩短（图26-7）。在光性上，多硅白云母以具有淡淡的蓝绿色、光轴角较小（$2V_{N_p} = 24° \sim 36°$）与普通白云母相区分。

1. 泥质变质岩

绿片岩相泥质变质岩从 Chl 带至 Bi 带随着重结晶增强，变余泥质结构、变质层理构造渐趋不明显，由于构造演变而出现板岩→千枚岩（Chl 带）→云母片岩（Bi 带）的等化学系列。

Chl 带典型岩石为板岩、千枚岩（图26-8），板岩和千枚岩都具有很好的起因于云母和绿

泥石小片平行分布而呈现的劈理，与千枚岩相比，板岩更容易劈开，所以常用来做建筑材料。由于千枚岩片状矿物较粗（但矿物肉眼仍然不能分辨），所以千枚岩劈开面具有较强的丝绢光泽，而不是板岩所具有的暗淡光泽。具丝绢光泽片理的千枚岩常出现揉皱（图 26－8c）。

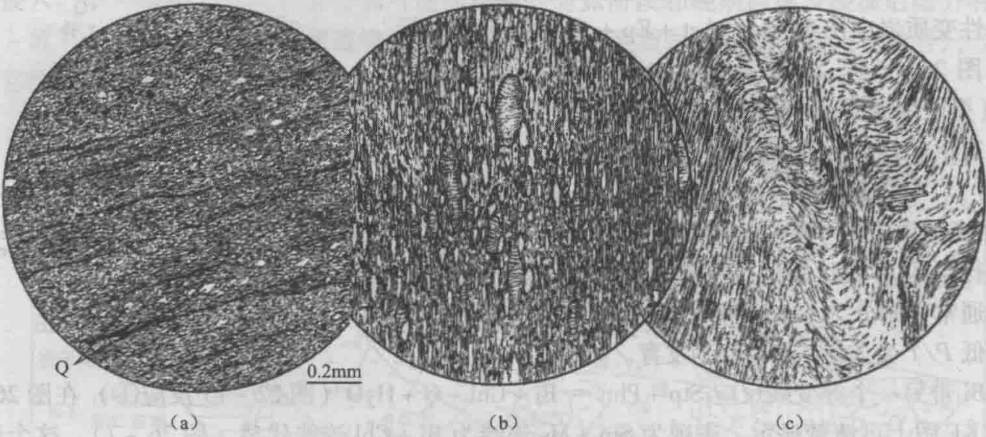


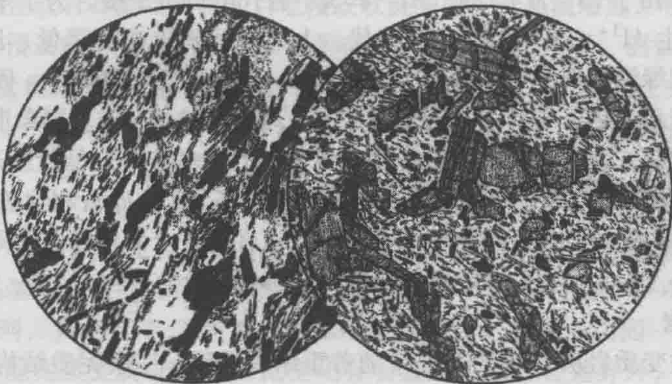
图 26－8　板岩和千枚岩（苏格兰，23×）

（据 Harker，1960）

（a）板岩，板劈理发育，具有矿物组合 Q－Chl－Phn－Fe－Ti 氧化物－Gra（石墨），棱角状石英是原岩页岩的变余碎屑（Appalachian 山脉）（据 Best，2003）；（b）（c）绿泥石－绢云母千枚岩，（b）中常看到早期阶段绿泥石片横向排列，（c）富绢云母，但有少量的绿泥石。除石英外，还有少量钠长石颗粒

Chl 带富铝泥质变质岩矿物组合以有富铝矿物叶蜡石、硬绿泥石，无微斜长石为特点，典型矿物组合为 Prl＋Chl（＋Cld）＋Ms＋Q（Cld 在 Fe/Mg 比高时出现）、Stp＋Chl＋Cld＋Ms＋Q，黑硬绿泥石不与叶蜡石共生（图 26－7a 之 AFM 图）；富钾泥质变质岩以有微斜长石无叶蜡石为特征，典型矿物组合为 Ms＋Stp＋Chl＋Mic＋Q。

Bi 带泥质变质岩重结晶较强，矿物肉眼已能分辨，为各类片岩。岩石多具斑状变晶结构，黑云母、硬绿泥石呈变斑晶产出（图 26－9）。富铝泥质变质岩以含有叶蜡石、硬绿泥石、黑云母，但无微斜长石、黑硬绿泥石为特征。典型组合为 Ms＋Bi＋Chl＋Q，典型岩石为二云母片岩（图 26－9）；富钾泥质变质岩典型组合为 Ms＋Bi＋Chl＋Mic＋Q，以有黑云母、微斜长石，无叶蜡石、黑硬绿泥石为特征，典型岩石为微斜长石－二云母片岩（图 26－9）。



（a）黑云母–绢云母片岩（二云母片岩）（b）硬绿泥石–绢云母片岩

图 26－9　苏格兰黑云母带片岩（23×）

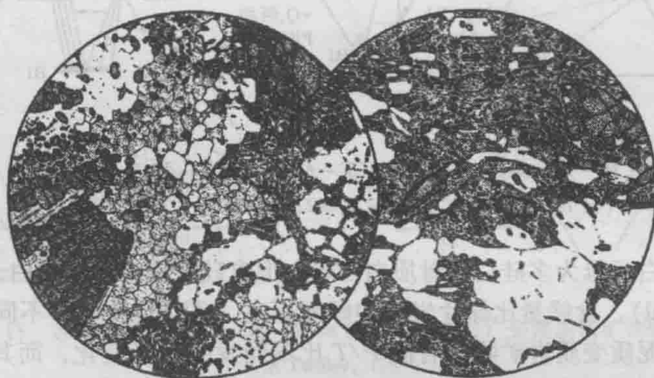
（据 Harker，1960）

2. 长英质变质岩

绿片岩相长英质变质岩主要有变质砂岩、变质砾岩、变质流纹岩等，可用变余结构将它们分开。矿物组合与富钾泥质变质岩相同（图26－7），变质矿物主要出现在基质中。在Chl带有黑硬绿泥石无黑云母，由于变余结构构造发育，直接命名为"变质××岩"；在Bi带，有黑云母无黑硬绿泥石，当重结晶使得变余结构构造不明显时，则出现长英粒岩（二云母－长英粒岩等）或长英片岩（二云母－长英片岩等）。

3. 基性变质岩

绿片岩相基性变质岩典型岩石为绿片岩，岩石为绿色，典型矿物组合为Chl + Act + Ep + Ab + Q（图26－6）。钠长石、绿帘石主要由原岩中斜长石变来，绿泥石、阳起石主要由原岩暗色矿物变来。绿片岩以主要矿物命名，如钠长石－绿帘石－绿泥石片岩（图26－10）。当变余结构构造显著时，则可视变余结构不同称为变质辉绿岩、变质玄武岩等。绿片岩中，通常或多或少都可看到变余结构。如图26－10a中，方解石集合体似乎是变余杏仁，图26－10b中钠长石"变斑晶"具有溶蚀面貌，可能是变余斑晶，这样，这个绿片岩原岩可能是玄武岩。从Chl带至Bi带，变余结构构造逐渐不明显，但矿物组合没有变化，仅阳起石含铝量增加。



(a) 富方解石，含少量石英和绢云母　(b) 贫方解石，钠长石变斑晶明显

图26－10　钠长石－绿帘石－绿泥石片岩（英国南德文郡，18×）
（据Harker，1960）

4. 钙质变质岩

典型矿物组合为Cc + Tr + Ep + Q（图26－6），这是不纯灰岩或泥灰岩组合。若原岩为不纯灰岩，则以方解石为主，代表性岩石为绿帘石－透闪石大理岩；若原岩为泥灰岩，则以钙硅酸盐矿物为主，典型岩石为方解石－绿帘石－透闪石粒岩。

5. 镁质变质岩

镁质变质岩出现图26－6（ACF图）F端附近矿物组合，无长石、石英。绿片岩相典型的镁质变质岩为滑石片岩、蛇纹石片岩或蛇纹岩。

（二）绿帘角闪岩相（EA）

1. 概述

绿帘角闪岩相是绿片岩相与角闪岩相之间过渡的低级变质相。重结晶程度比绿片岩相高，但变余结构构造仍较常见。该相以基性变质岩中出现Ep + Hb + 两相Pl（或Ab）组合

为特征（图26-11）。共生的两相斜长石一相为An_{0-2}的钠长石，另一相为$An_{>20}$的斜长石，它们既可以是独立的晶体，也可是二者的叶片状显微交生体（晕长石），是斜长石出溶反应的结果（见图22-2）。但许多地方，如我国大别山红安-宿松-海州群（Sang，1991）、英国德文郡绿帘角闪岩都只有钠长石一相。特别值得注意的是，近年来在该相基性变质相中不断发现阳起石，阳起石不仅可呈与普通角闪石平衡共生的独立晶体，也发现有阳起石-普通角闪石叶片状显微交生体。不少学者将其解释为钙质角闪石（Ca-Am）出溶反应的结果，而非阳起石与普通角闪石间的连续反应造成（Miyashiro，1994）。这样，绿帘角闪岩相的过渡性十分明显：在绿片岩相，斜长石为An_{0-2}的钠长石，Ca-Am为阳起石；在角闪岩相，斜长石为$An_{>20}$的斜长石，Ca-Am为普通角闪石；而在绿帘角闪岩相，斜长石既有An_{0-2}的钠长石，又有$An_{>20}$的斜长石。Ca-Am既有阳起石，又有普通角闪石。鉴于此，不少学者不将其作为独立的变质相。我国该相变质岩分布广泛，所以我们仍将其作为独立变质相。

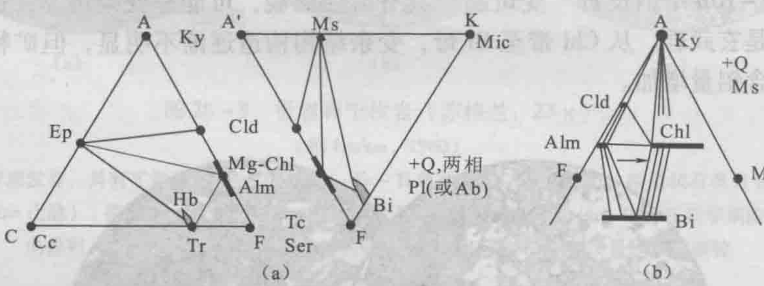


图26-11　绿帘角闪岩相ACF-A'KF图（a）和AFM图（b）

（据Turner，1981；Raymond，2002；Blatt et al.，2006，编制）

绿帘角闪岩相白云母为多硅白云母质白云母，但含硅量比绿片岩相白云母低。绿泥石是镁绿泥石（Mg-Chl），含镁量比绿片岩相中绿泥石高（图26-11）。不同*P/T*类型绿帘角闪岩相变质岩富铝泥质变质岩矿物组合随*P/T*比不同发生明显变化，而其余各化学类型则无明显变化。

2. 典型矿物组合和岩石类型

在巴罗带，绿帘角闪岩相相当于Gt带（见图22-13），富铝泥质变质岩典型组合为Alm+Chl+Bi+Ms+Q，Ky+Ms-Chl(+Cld)+Q（图26-11b），典型岩石为石榴云母片岩（图26-12）、蓝晶石-白云母-绿泥石片岩（可含Cld）。随着*P/T*比降低，蓝晶石会为矽线石、红柱石依次代替（图22-13b），铁铝榴石为堇青石代替（图22-7）。在低*P/T*型巴肯式变质带，富铝泥质岩出现的不是Gt带，而是Crd带，代表性岩石为红柱石-堇青石-云母片岩。

【石榴子石等变线反应】

在苏格兰高地巴罗带变泥质岩中，在变质级未达Gt带前，变泥质岩典型矿物组合为Chl+Bi+Pl+Q，在石榴子石等变线，发生反应Chl+Ms→Gt+Bi+Q+H_2O生成石榴子石。像黑云母等变线反应一样，这个石榴子石等变线反应也是个连续反应。图26-13a-d表示了从Bi带到Gt带的矿物组合的变化。从该图可看出，石榴子石等变线的温度取决于该区出露的变泥质岩的FeO/MgO比，FeO/MgO比越高，石榴子石出现得越早。而在从图26-13b-d的整个Gt带，随着温度增加，共生的石榴子石、绿泥石、黑云母的FeO/MgO比不断增高。此外，绿泥石含量不断减少，石榴子石含量不断增加，粒度也不断增加。

绿帘角闪岩相富钾泥质和长英质变质岩典型组合为Ms+Bi+Mic+Q，含钾长石不含富

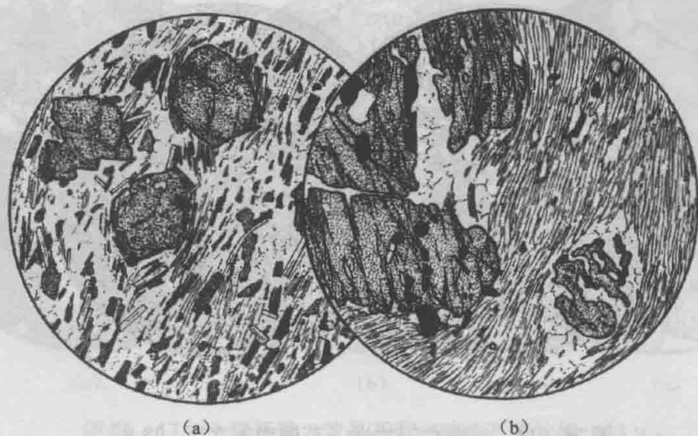


图 26 – 12　石榴云母片岩（英国伯斯郡，×18）

（据 Harker，1960）

（a）主要成分为石榴子石（铁铝榴石），两种云母和石英；（b）富白云母，石榴子石中包裹了磁铁矿。小的电气石晶体代表已重结晶的碎屑颗粒

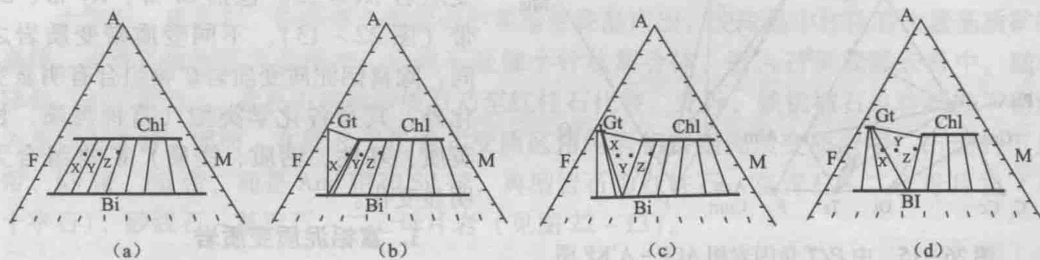


图 26 – 13　苏格兰高地 Bi 带（a）到 Gt 带（b，c 和 d）变泥质岩矿物组合演变

（据 Yardley，1989）

（b）（c）（d）分别表示 Gt 带的低、中、高温部分；X、Y、Z 表示三个成分不同的岩石，它们的 FeO/MgO 比依次增加

铝矿物。典型岩石为微斜长石 – 二云母片岩（富钾泥质）和二云母 – 长英粒岩或长英片（麻）岩（长英质）。

绿帘角闪岩相基性变质岩典型组合为 Ab + Ep + Hb + Q（图 26 – 11a），普通角闪石含铝量较低，单偏光下蓝绿色，典型岩石为绿帘角闪岩，片理发育时可称绿帘角闪片岩（图 26 – 14）。变余结构构造仍可分辨。如图 26 – 14 中“变斑晶”可能为变余晶屑，原岩可能为基性火山碎屑岩。与绿片岩为绿色不同，绿帘角闪岩为黑色。从绿片岩到绿帘角闪岩，除成分、结构变化外，岩石颜色从绿色变为黑色是一个显著变化。

绿帘角闪岩相钙质变质岩典型矿物组合与绿片岩相相同，为 Cc + Tr + Ep + Q（图 26 – 11a），但结晶较好，典型岩石为绿帘石 – 透闪石大理岩（原岩为不纯灰岩）和方解石 – 绿帘石 – 透闪石粒岩（原岩为泥灰岩）。

该相镁质变质岩代表性岩石仍为滑石片岩、蛇纹石片岩或蛇纹岩。

（三）角闪岩相（A）

角闪岩相是中级区域变质相，该相岩石以中温矿物组合、很少见变余结构构造为特征，以基性变质岩中出现 Pl（$An_{>20}$）+ Hb + Q 组合为标志，白云母已接近理想成分（图 26 – 15）。

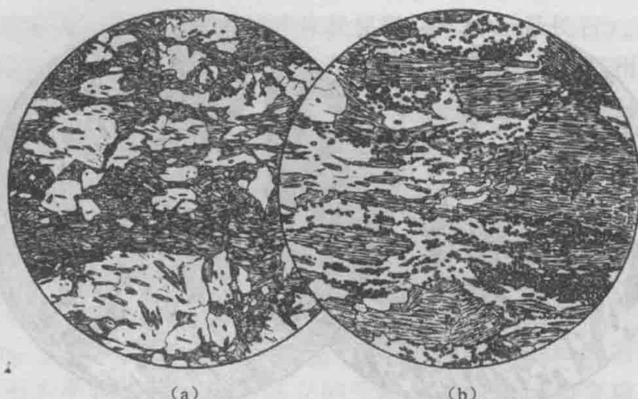


图 26－14　绿帘角闪片岩（英国南德文郡，23×）
（据 Harker，1960）
（a）含钠长石变斑晶，有些绿泥石夹杂有普通角闪石；
（b）含普通角闪石变斑晶，常为绿帘石和少量榍石环绕

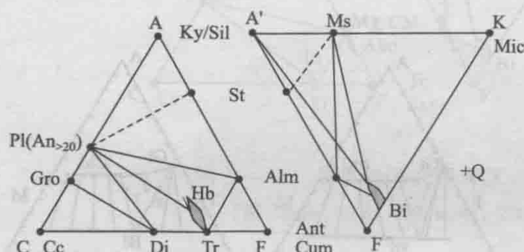


图 26－15　中 *P/T* 角闪岩相 ACF－A′KF 图
St 仅出现在 St 带，Sil 仅出现在 Sil 带取代 Ky

图 26－16 为巴罗式中 *P/T* 角闪岩相泥质变质岩 AFM 图。包括 St 带、Ky 带、Sil 带（图 22－13）。不同变质带变质岩之间，除富铝泥质变质岩矿物组合有明显变化外，其余各化学类型（富钾泥质、长英质、基性、钙质、镁质）矿物组合无明显变化。

1. 富铝泥质变质岩

在巴罗式中 *P/T* 变质区，角闪岩相富铝泥质变质岩发育 St 带、Ky 带和 Sil 带（见图 22－13）。由于热峰温度仍在白云母分解反应之下，富铝矿物仍不能与钾长石（微斜长石）共生。St 带典型矿物组合为 St + Alm + Bi + Ms + Q（图 26－16a），典型岩石为十字石－铁铝榴石－云母片岩（图 26－17a）；Ky 带典型矿物组合为 Ky + Alm + Bi + Ms + Q（图 26－16b），典型岩石为蓝晶石－铁铝榴石－云母片岩（图 26－17b）；Sil 带典型矿物组合为 Sil + Alm + Bi + Ms + Q（图 26－16c），典型岩石为矽线石－铁铝榴石二云母片岩，无蓝晶石（图 26－17c）。

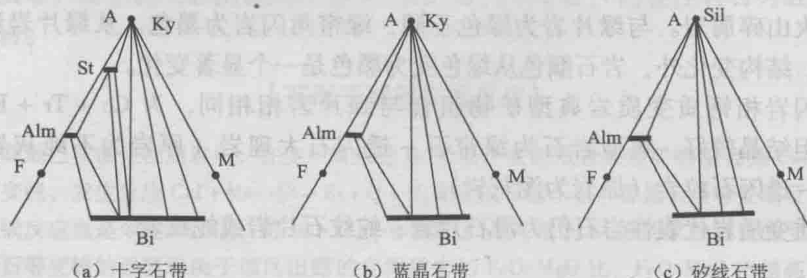


图 26－16　中 *P/T* 角闪岩相 AFM 图
Q 和 Ms 是过剩矿物

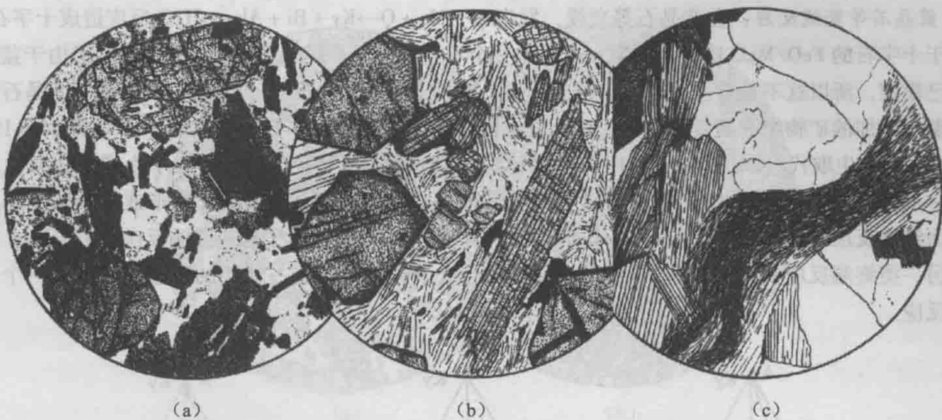


图 26－17　十字石带、蓝晶石带和矽线石带片岩（18×）

（据 Harker，1960）

（a）十字石－石榴子石－云母片岩，苏格兰福法尔郡，云母主要是黑云母，除了石英还有一定量的斜长石；（b）蓝晶石－石榴子石－云母片岩，苏格兰佩思郡，富白云母，图中部还可看到一些电气石；（c）矽线石－石榴子石－云母片岩，云母质的部分，含白云母和黑云母，存在石英，细小针状的矽线石紧密缠结嵌入云母中。薄片的另一部分具有丰富的石榴子石

十字石、蓝晶石、铁铝榴石在岩石中常呈变斑晶产出，变斑晶中往往有大量基质矿物包裹体，出现各种嵌状变晶结构；矽线石呈细小针状集合体，嵌入石英或黑云母中。随着 *P* 降低（*P/T* 降低），蓝晶石将被矽线石乃至红柱石代替。此外，铁铝榴石也将渐趋不稳定而为堇青石代替。因而，在低 *P/T* 巴肯式变质区角闪岩相富铝泥质变质岩中，出现的不是 St 带、Ky 带、Sil 带，而是 And 带和 Sil 带，典型岩石为红柱石－堇青石－二云母片岩（可含十字石）、矽线石－堇青石－二云母片岩（见图 22－13）。

【十字石等变线反应和蓝晶石等变线反应】

◎ 十字石等变线反应：在十字石等变线，十字石由反应 $Gt + Ms + Chl \rightarrow St + Bi + Q + H_2O$ 生成，尽管反应涉及 Fe－Mg 矿物，但由于十字石的 FeO/MgO 比成分固定，因而是不连续反应。在图 26－18a，b，c 中以连线转换表示出来，在等变线上方（图 26－18a）的 Gt－Chl 连线被等变线下方（图 26－18c）的 St－Bi 连线取代。这种引起 AFM 图上矿物连线改变的不连续反应称为**连线转换反应**（tieline-switching reaction）（Miyashiro，1994）。图 26－18b 表示了这个连线转换反应。这意味着在石榴子石等变线石榴子石生长与十字石等变线十字石生长的差异。当温度升高超越十字石等变线反应边界时，大量白云母、石榴子石和绿泥石将会分解，并相当快地为十字石代替。而如前所述，在石榴子石等变线石榴子石生长是连续的，相对较缓慢。我们在十字石片岩薄片中常可看到包含大量基质矿物包裹体的巨大十字石变斑晶，可以说明十字石晶体生长是非常迅速的，相比之下，而石榴子石变斑晶生长缓慢，常形成具有环带结构的较小变斑晶。

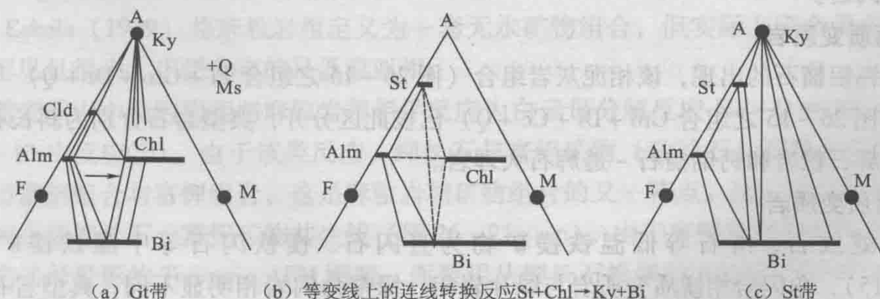


图 26－18　表示十字石等变线附近随温度增加的矿物组合演变

◎ 蓝晶石等变线反应：在蓝晶石等变线，发生 St + Ms + Q→Ky + Bi + Alm + H_2O 反应造成十字石消失，同样由于十字石的 FeO/MgO 比成分固定，这也是一个不连续反应。尽管反应生成蓝晶石，但由于蓝晶石在此前早已稳定，所以这不是蓝晶石首次出现的反应，而是十字石消失反应。图 26－19 表示了蓝晶石等变线附近随温度增加的矿物组合演变。在等变线上方（图 26－19a）的十字石被等变线下方（图 26－19c）的 Ky－Bi－Alm 共生取代。该反应在 AFM 图上的特点是消失的矿物十字石成分点位于生成矿物共生三角形 Ky－Bi－Alm 的内部。这种由一相分解为 2 或 3 个其他相，或反过来，从 2 或 3 相形成一新相的不连续反应，称为**终端反应**（terminal reaction）（Hirsch，2011）。图 26－19b 表示了这个终端反应。Miyashiro（1994）描述了另一类终端反应 Cld + Alm + Prl→St + Q + H_2O，这个从 3 相形成一新相的不连续反应是一个十字石等变线反应。

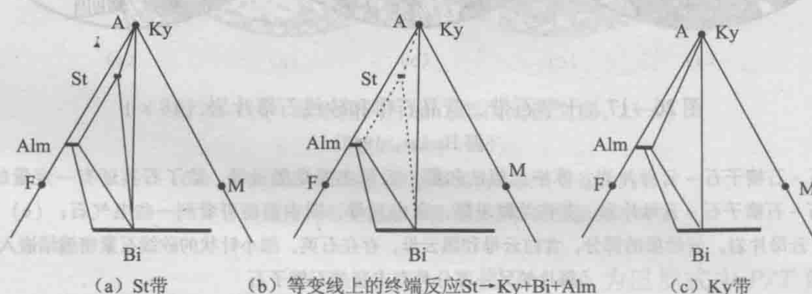


图 26－19　表示蓝晶石等变线附近随温度增加的矿物组合演变

2. 富钾泥质变质岩和长英质变质岩

角闪岩相富钾泥质变质岩和角闪岩相长英质变质岩矿物组合相同。典型矿物组合 Ms + Bi + Mic + Q，有微斜长石而无富铝矿物（图 26－15），富钾泥质变质岩云母含量高，典型岩石为微斜长石－二云母片岩；长英质变质岩长石石英含量高，典型岩石为二云母长英片麻岩。原岩为花岗质侵入岩的正片麻岩在变形弱时可保留变余花岗结构和与围岩的侵入接触关系，按成分可称为英云闪长质片麻岩、奥长花岗质片麻岩、花岗闪长质片麻岩，以突出其原岩。这三类正片麻岩是前寒武纪片麻岩区最主要的组成岩石，称为“TTG 岩系”。

3. 基性变质岩

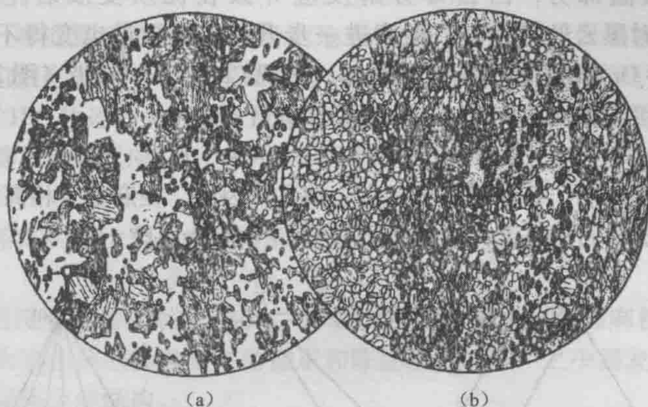
角闪岩相基性变质岩典型矿物组合为 Pl（$An_{>20}$） + Hb + Q（图 26－15），典型岩石为角闪岩。可含铁铝榴石或透辉石，分别称为铁铝榴石角闪岩、透辉石角闪岩（图 26－20）。通常变余结构构造不发育，但在弱应变地段，由基性侵入岩变成的正角闪岩可保留原生火成结构和与围岩的侵入接触关系。在角闪岩相内，随着 T 升高，普通角闪石含铝量增加，颜色从深蓝绿色变至棕绿色。在低 P/T 条件下，铁铝榴石不稳定，为镁铁闪石代替，出现镁铁闪石角闪岩。

4. 钙质变质岩

由于钙铝榴石的出现，该相泥灰岩组合（图 26－15 之组合 Pl + Gro + Di + Q）与不纯灰岩组合（图 26－15 之组合 Gro + Di + Cc + Q）已彼此区分开，典型岩石分别为斜长石－钙铝榴石－透辉石粒岩和钙铝榴石－透辉石大理岩。

5. 镁质变质岩

由于蛇纹石、滑石等低温铁镁矿物为直闪石、镁铁闪石等中温铁镁矿物代替（图 26－15），角闪岩相镁质变质岩与绿片岩相、绿帘角闪岩相明显不同，典型岩石为镁铁闪石片岩、直闪石片岩。



（a） （b）

图 26－20　含透辉石角闪岩（英国康沃耳郡，23×）

（据 Harker，1960）

（a）基本上由绿色普通角闪石和中长石组成，还有（往左）无色透辉石颗粒和绿帘石颗粒；

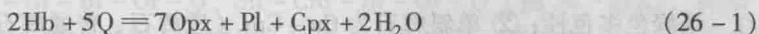
（b）富含透辉石，以特征明显的带与普通角闪石带交替。斜长石强烈钠黝帘石化

（四）麻粒岩相（G）

1. 概述

麻粒岩相（G）是高级区域变质相，通常 $T>700℃$，$P>0.3GPa$（图 23－11），主要见于早前寒武纪结晶地盾，如我国华北北部内蒙古－冀东－辽西太古宙麻粒岩带。麻粒岩相也见于显生宙造山带，构成造山带内部最热的部分，通常认为代表古老下陆壳和浅层地幔，如我国大别造山带核部木子店、黄土岭一带（图 26－5）。麻粒岩相多出现在早前寒武纪地盾区是一个惊人的事实，还不清楚这是年代古老造成的，还是深侵蚀所致，还是两种原因都有（Blatt et al.，2006）。

该相以基性变质岩矿物组合中出现 Ca－Cpx（钙质单斜辉石）＋ Opx（斜方辉石）为标志。角闪岩相与麻粒岩相相界反应为图 23－11 中反应⑧（Hb＋Alm＋5Q ═ 7Opx＋Pl＋H_2O）和反应：



$$2Hb + 5Q = 7Opx + Pl + Cpx + 2H_2O \qquad (26-1)$$

这些普通角闪石（Hb）分解反应在相当大的温度区间内连续进行（Miyashiro，1994），在连续反应带含水矿物普通角闪石仍然稳定，因而在麻粒岩相低温部分，基性变质岩具有向角闪岩相过渡的矿物组合如 Pl＋Hb＋Di＋Hy＋Gt＋Q（图 26－21a）。温度进一步升高，普通角闪石将完全消失，因而在麻粒岩相高温部分，基性变质岩具有无水矿物组合如 Pl＋Di＋Hy＋Gt＋Q（图 26－21c）。这样，麻粒岩相可分为低温和高温两个亚相（Miyashiro，1994）。Eskola（1939）将麻粒岩相定义为一套无水矿物组合，但实际上完全无水麻粒岩相区域很罕见且很小，广泛分布的是低温亚相。

泥质变质岩中角闪岩相与麻粒岩相相界反应为白云母分解反应 Ms＋Q ═ Sil＋Or＋H_2O（图 22－13 中反应⑤）。由于该类反应，钾长石与富铝矿物（矽线石、石榴子石等）共生，已分不出富铝组合与富钾组合，这是麻粒岩相矿物组合的又一特点。这一特点在 A′KF 图上的表现为出现钾长石－富铝矿物共生线（图 26－21a、c）。由于有钾长石没有白云母，就不能用从白云母投影的 Tompson AFM 图解，而要用从钾长石投影的 Reinhart AFM 图解表示泥质变质岩共生了（图 26－21b、d）。在这种图解上，每个共生都包括钾长石而无白云母。

在麻粒岩相低温部分，白云母分解反应导致在泥质变质岩中出现 Sil - Or 带（图 26 - 21b），此时黑云母仍稳定。温度进一步升高，黑云母也变得不稳定，通过 Bi + Sil + Q ═ Gt + Crd + Or + H_2O 等反应开始消失，出现 Crd - Gt - Or 带（图 26 - 21d）。黑云母进一步分解反应还可导致泥质变质岩中出现紫苏辉石：



$$Bi + 3Q = 3Opx + Or + H_2O \qquad (26-2)$$

如果岩石石英含量高，会使得黑云母完全消失，因此，在麻粒岩相高温部分在长英质麻粒岩中会出现含紫苏辉石的高温无水矿物组合 Hy + Gt + Or + Pl + Q。

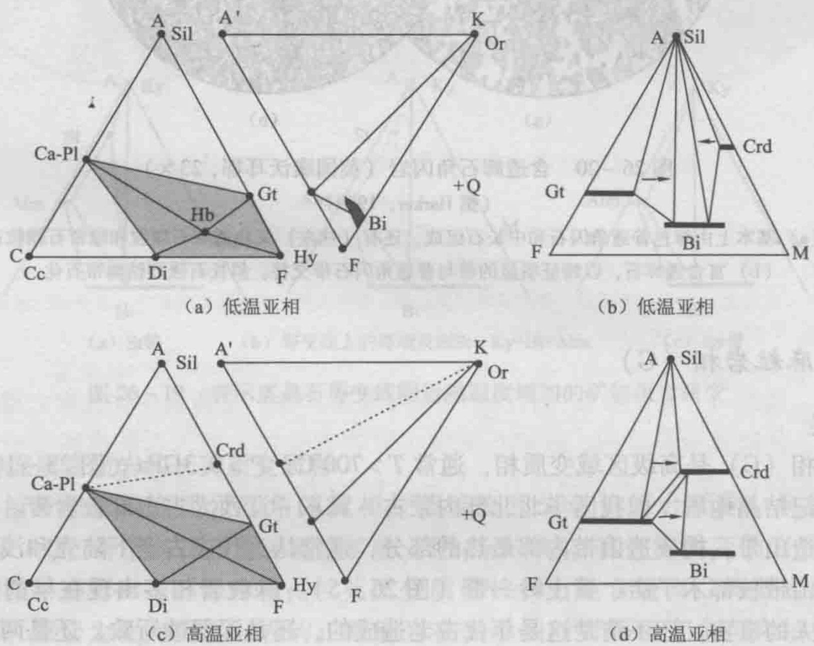


图 26 - 21　中 *P/T* 麻粒岩相 ACF - A'KF 图（a，c）和 AFM 图（b，d）

麻粒岩相高温条件，使得它具有一系列独特的矿物学特征：① 斜方辉石（Opx）为紫苏辉石（Hy），与岩浆岩中紫苏辉石相比含铝量高，含 Al_2O_3 可达 6% ~10%，有较强的粉红 - 淡绿色多色性；② 单斜辉石为 Ca - Cpx（透辉石、普通辉石）等，也含 Al_2O_3，即含硬玉（Jd）分子（$NaAlSi_2O_6$）和 Ca - Ts（钙契尔马克分子，$CaAl_2Si_2O_6$），与榴辉岩相相比含钠量较低，Jd/Ca - Ts < 0.5；③ 石榴子石是镁铝 - 铁铝质石榴子石，镁铝榴石（Pyr）分子可达 55%。也含相当数量的 Ca，但与榴辉岩相比含 Ca 量较低，钙铝榴石（Gro）分子通常 < 20%；④ 黑云母是含 Mg、Ti 高的红棕色黑云母，TiO_2 含量达 5%；⑤ 普通角闪石是含 Ti、Al 高的褐色普通角闪石；⑥ 在某些产地，石英肉眼观察具暗蓝色或蓝灰色；⑦ 钾长石是正长石，常常为条纹长石。成分上富 Na，含 Ab 分子可高达 50%；斜长石是奥长石 - 中长石，含 K，常常为反条纹长石。有时长石呈暗蓝、蓝绿或褐绿色（Miyashiro，1994）；⑧ 含Ti 的副矿物通常是金红石和钛铁矿，只有在钙质岩中才出现榍石；⑨ Al_2SiO_5 矿物在中 - 低 *P/T* 下为矽线石，高 *P/T* 下为蓝晶石。

麻粒岩相的高温退火使得变余结构构造已完全消失。白云母、黑云母、普通角闪石分解反应导致岩石中片状、纤状矿物减少和消失，因而麻粒岩相岩石典型结构为花岗变晶结构（等粒或不等粒），典型构造为片麻状至块状构造。此外，由于麻粒岩相岩石形成于地下深处高温、高压条件下，它们现今出露地表曾经历过显著的降温降压过程，因而在麻粒岩相变

质岩中反应结构常见。

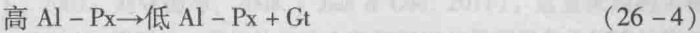
Harley（1987）对世界 90 多个麻粒岩产地或地体作了总结，发现麻粒岩相变质作用 $P-T$ 轨迹有近等温减压（ITD）和近等压冷却（IBC）两类，相应地有两类反应结构。

图 26－22 是与 IBC 轨迹有关的两个反应结构实例。图 26－22a 反应边（冠状体）结构指示岩石中发生近等压冷却反应：



$$\text{Opx} + \text{Pl} \rightarrow \text{Gt} + \text{Cpx} + \text{Q} \qquad (26-3)$$

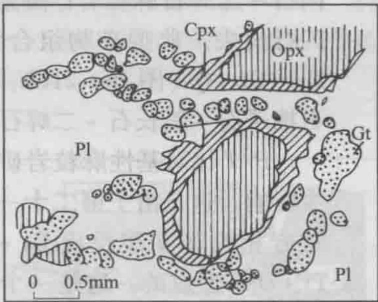
图 26－22b 出溶结构指示岩石中发生近等压冷却反应：



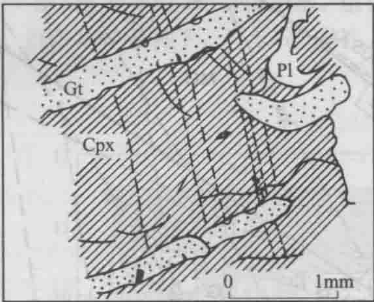
$$\text{高 Al} - \text{Px} \rightarrow \text{低 Al} - \text{Px} + \text{Gt} \qquad (26-4)$$

ITD 轨迹有关的反应结构实例见图 21－13a，b。在我国华北北部麻粒岩带（钱祥麟和王仁民，1994）和大别山核部麻粒岩（游振东和陈能松，1995）之中都发育有很好的与 ITD 轨迹有关的近等温减压反应结构。

与上述反应结构有关的变质反应表示在图 26－23 中。



（a）变质基性岩中斜长石（Pl）的石榴子石（Gt）反应边和斜方辉石（Opx）的单斜辉石（Cpx）反应边（冠状体）



（b）铁铝质单斜辉石（Cpx）中沿扭折带边界产出的石榴子石（Gt）出溶页片

图 26－22　与 IBC 轨迹有关的反应结构实例

（据 Harley，1989）

2. 麻粒岩相岩石主要类型

◎ 泥质变质岩：中－低 P/T 麻粒岩相泥质变质岩矿物组合见图 26－21b、d。低温亚相（Sil－Or 带）典型组合为 Sil－Gt－Bi－Or－Q、Sil－Crd－Bi－Or－Q（图 26－21b），典型岩石为矽线石－石榴子石－黑云母－正长石片麻岩、矽线石－堇青石－黑云母－正长石片麻岩。高温亚相（Crd－Gt－Or 带）黑云母开始消失，可出现紫苏辉石。典型矿物组合为 Sil－Gt－Crd－Or－Q、Crd－Gt－Bi－Or－Q（图 26－21d），典型岩石为矽线石－石榴子石－堇青石－正长石片麻岩、堇青石－石榴子石－黑云母－正长石片麻岩。主要由矽线石、石榴子石、石英、长石组成的泥质变质岩习惯称为**孔兹岩**（khondalite），典型产地为印度 Kalahandi，我国华北北部麻粒岩带中也有广泛分布。

高 P/T 泥质变质岩中不出现 Sil 而出现 Ky＋Or 共生，这类岩石仅在阿尔卑斯、北阿巴拉契亚和挪威被发现（Blatt et al.，2006）。高 P/T 变泥质岩 Crd－Gt－Or 带不发育。

◎ 长英质变质岩：麻粒岩相长英质变质岩矿物组合与泥质变质岩相同，典型矿物组合也为图 26－21b、d 所示，但长石、石英含量高，为各类长英麻粒岩。低温部分典型岩石为矽线石－石榴子石－黑云母长英麻粒岩、矽线石－堇青石－黑云母长英麻粒岩；高温部分，典型岩石为矽线石－石榴子石－堇青石长英麻粒岩、堇青石－石榴子石－黑云母长英麻粒岩。高温时可出现紫苏辉石，为紫苏辉石－石榴子石长英麻粒岩。高 P/T 条件下，蓝晶石代替矽线石。

一些地区长英麻粒岩中，长石、石英是浅灰、灰白色的，因而岩石呈浅色。如德国萨克森（Saxony）Granulitgebirge 地区（名词麻粒岩来源地）、我国大别山黄土岭。另一些地区长英麻粒岩中长石、石英是暗色的，因而岩石呈暗色，手标本类似于基性变质岩。最著名的暗色长英麻粒岩的实例是印度马德拉斯州的**紫苏花岗岩**（charnockite），这是一种暗色的含紫苏辉石、具花岗质成分的长英质岩石，通常含少量石榴子石和黑云母，无富铝矿物矽线石和堇青石，石英呈暗蓝色或蓝灰色，长石为暗蓝、蓝绿或褐绿色。紫苏花岗岩看来是花岗质或砂质岩石经麻粒岩相变质而成（Miyashiro，1994）。

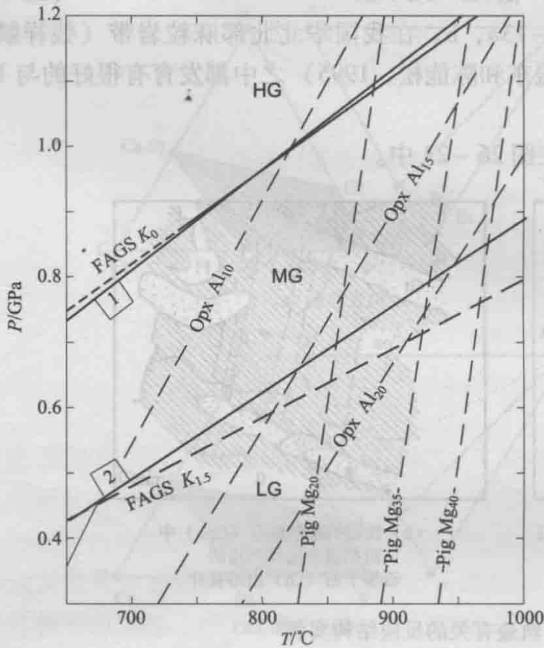


图 26－23　基性麻粒岩 $P-T$ 反应约束

变质反应曲线引自 Harley（1989）。FAGS K_0 和 FAGS $K_{1.5}$ 分别为分配系数 $K=0$ 和 $K=1.5$ 时，FAGS 端元反应（2Alm + Gro + 3Q ═ 6Fs + 3An）平衡曲线（Bohlen et al.，1983）；1 和 2 分别为典型的石英拉斑玄武岩和橄榄拉斑玄武岩中 Gt 出现的反应曲线（Green & Ringwood，1967），它们划分麻粒岩为高 P/T（高压）型（HG）、中 P/T（中压）型（MG）和低 P/T（低压）型（LG）；Opx Al_{10}、Opx Al_{15}、Opx Al_{20} 分别为与 Gt 共生的 Opx（$x_{Mg}=0.75$，以 O＝6 为准）中 $100x_{Al}=10$，15，20 的等值线；Pig Mg_{20}、Pig Mg_{35}、Pig Mg_{40} 分别为 Opx + Cpx 共生中 100Mg/（Mg + Fe）＝20，35，40 的易变辉石（Pig）低温限（据 Lindsley，1983）

◎ 基性变质岩：中 P/T 麻粒岩相基性变质岩典型岩石为辉石麻粒岩。低温亚相含普通角闪石，典型矿物组合为 Pl－Di－Hy－Hb－Gt－Q（图 26－21a），典型岩石为石榴子石－斜长石－普通角闪石－二辉石麻粒岩；高温亚相普通角闪石消失，典型矿物组合为 Pl－Di－Hy－Gt－Q（图 26－21c），典型岩石为石榴子石－斜长石－二辉石麻粒岩。

P/T 比对基性麻粒岩矿物共生有很大影响。这是由于第二十一章提到的麻粒岩相内部变质反应 Gt + Cpx + Q ═ Pl + Opx 造成的。这是一个有平缓正斜率，且在很大 P/T 区间内连续进行的复杂的连续反应。P/T 比增大，反应向左侧进行，P/T 比降低，反应向右侧进行。通常将典型拉斑玄武岩中石榴子石出现的反应线作为该反应 P/T 上限，以上为高 P/T 型（高压型）。而将橄榄玄武岩中石榴子石出现的反应线作为其 P/T 下限，以下为低 P/T 型（低压型）。二者之间广泛的 P/T 反应区间为中 P/T 型（中压型）（图 26－23）。高 P/T 型基性麻粒岩典型矿物组合为 Pl + Gt + Di + Q，典型岩石为石榴子石－斜长石－透辉石麻粒岩；低 P/T 基性麻粒岩典型矿物组合为 Hb + Pl + Di + Hy + Q（低温）、Pl + Di + Hy + Q（高温），典型岩石为普通角闪石－斜长石－二辉石麻粒岩、斜长石－二辉石麻粒岩。

基性麻粒岩成因解释的一个普遍问题是，它们是真正的变质岩，还是火成岩。侵入于下陆壳的地幔派生的玄武质或辉长质岩浆也可能从熔体中结晶出麻粒岩相矿物组合（Blatt et al.，2006）。

◎ 钙质变质岩：麻粒岩相钙质变质岩通常无硅灰石、钙铝榴石，典型矿物组合为 Cc－Pl－Di（图 26－21a，c），典型岩石为方解石－斜长石－透辉石粒岩（原岩为泥灰岩）和斜长石－透辉石大理岩（原岩为不纯灰岩）。斜长石常为方柱石交代，透辉石常退变为普通角

闪石。

◎ 镁质变质岩：麻粒岩相镁质变质岩典型岩石为二辉石岩、尖晶石－二辉橄榄岩。

（五）麻粒岩相超高温（G－UHT）变质岩

麻粒岩相超高温变质作用（granulite facies ultrahigh temperature metamorphism，G-UHTM）是从中压麻粒岩相变质作用中分出的，其热峰温度900～1100℃，压力为（7～13）$\times 10^8$Pa（Harley，1998）。对于这一极端变质作用有不同叫法，Harley（1998）称其为“超高温地壳变质作用”，更多学者则称为“超高温变质作用”（Hokada，2001；张立飞，2007；刘守偈等，2008.；Jiao & Guo，2011）。这里采用的名称“麻粒岩相超高温变质作用”是Brown（2007）使用的，我们认为这个名称可以与超高温条件的透长岩相相区分。

麻粒岩相超高温变质作用出现在FMAS系统和KFMASH系统变泥质岩中（图26－24），对FMAS系统变泥质岩，典型矿物组合为Opx＋Sil＋Q、Gt＋Crd＋Sil＋Q、Spr（假蓝宝石）＋Q、Sp＋Q，各组合*PT*稳定区间如图26－24a所示；对KFMASH系统变泥质岩，典型矿物组合为Opx＋Sil＋Gt＋Kf＋Q＋L（花岗质熔体）、Os（大隅石）＋Gt＋Opx＋Kf＋Q＋L，各组合*PT*稳定区间如图26－24b所示。值得注意的是，尖晶石（$MgAl_2O_4$）是硅不饱和矿物，通常不与石英共生，但在UHT条件下，可与石英共生，Sp＋Q共生是UHT条件的标志之一（图26－24a）。

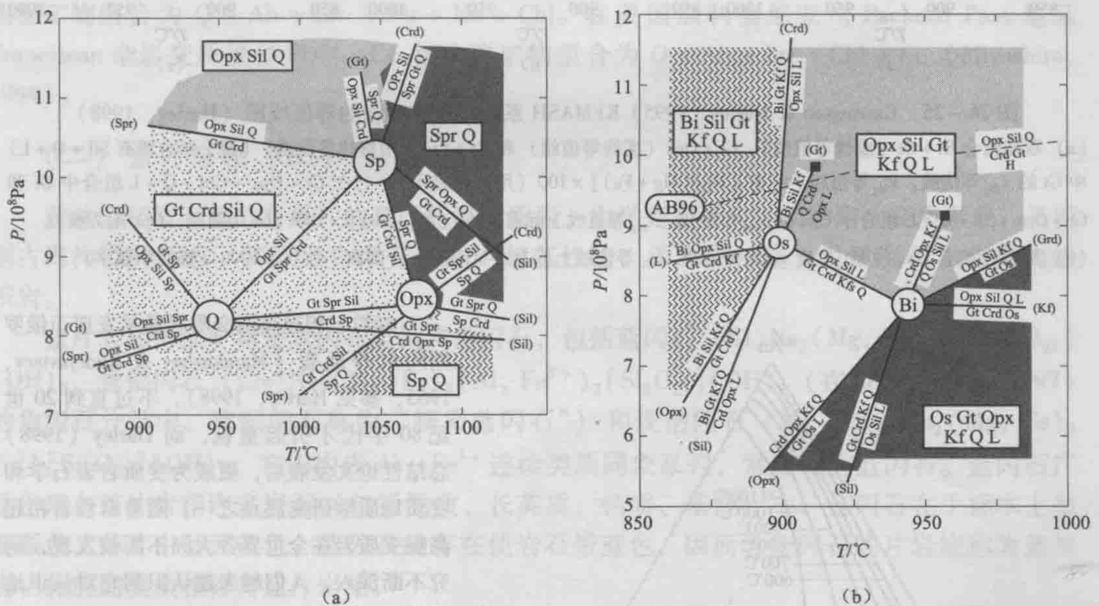


图26－24 变泥质岩FMAS系统（a，低f_{O_2}条件下）和KFMASH系统（b）成岩格子

（据Harley，1998）

假蓝宝石（sapphirine，Spr）、大隅石（osumilite，Os）和富铝斜方辉石是麻粒岩相超高温变质的指示矿物。假蓝宝石（Mg，Fe^{2+}，Fe^{3+}Al）$_8O_2$［（Al，Si）$_6O_{18}$］与蓝宝石光性特征类似，以二轴晶、无聚片双晶与之相区分。假蓝宝石较少见，但在绝大多数麻粒岩相超高温产地都可找到；大隅石（Na，K）（Mg，Fe）$_2$Al$_3$（SiAl）$_{12}O_{30}$镜下与堇青石类似，以多色性（N_o—天蓝色，N_e—无色）与堇青石相区分，与假蓝宝石比较，更少见，已在南极Enderby Land（Harley，1998）和斯里兰卡高地杂岩（Sajeev，& Osanai，2003）发现；超高温麻粒岩相变泥质岩中的Opx都是富Al－Opx。Opx的M1位置阳离子数大于0.150，相应的Al_2O_3含量＞7%。Harley（1998）指出，UHT条件的最好指标保留在与石榴子石、矽线石或假蓝宝石共存的斜方辉石保持的高Al_2O_3含量（8%～12%）。

缓慢冷却的麻粒岩 UHT 条件很少用常规的地质温度计测定，这是因为 Fe－Mg 交换温度计通常只能记录 700～850℃的封闭温度。Carrington & Harley（1995）用实验和计算作出的 KFMASH 系统矿物相的等值线图（图 26－25）可用来测定 UHT 条件。Hokada（2001）、焦淑娟和郭敬辉（Jiao & Guo，2011）将 Fuhrman & Lindsley（1988）的二长温度计（图 26－26）用于麻粒岩相 UHT 变质岩变质温度测定，取得了成功，为麻粒岩 UHT 条件测定开辟了新路。

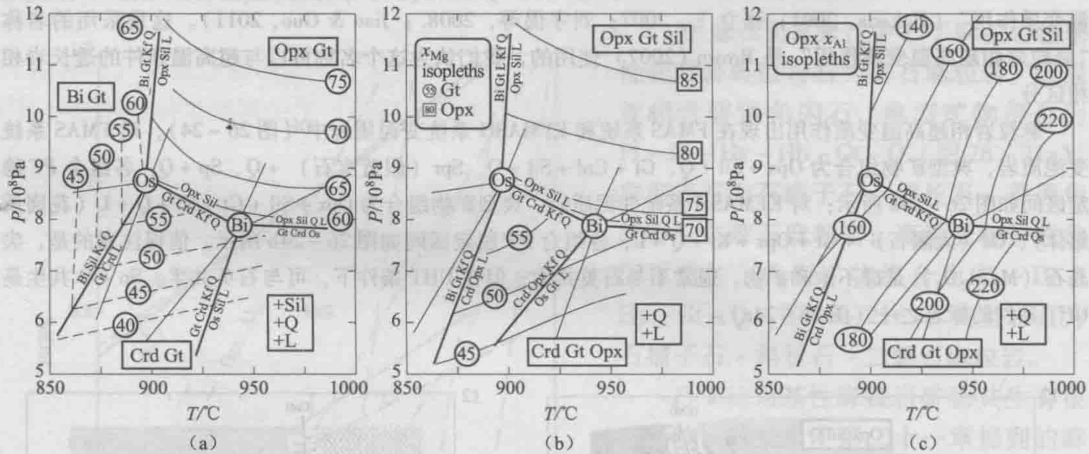


图 26－25 Carrington & Harley（1995）KFMASH 系统实验矿物相的等值线图（Harley，1998）

（a）双变组合 Bi＋Gt（虚线等值线）、Gt＋Opx（实线等值线）和 Gt＋Crd（短虚线等值线）（每个组合都有 Sil＋Q＋L）中 Gt 的 x_{Mg} 等值线。x_{Mg} 等值线上标有［Mg/(Mg＋Fe)］×100（用圆圈表示）。（b）Gt＋Opx＋Crd＋Q＋L 组合中 Gt 和 Gt＋Opx＋Sil＋Q＋L 组合中 Opx 的 x_{Mg} 等值线。x_{Mg} 等值线上标有［Mg/(Mg＋Fe)］×100（Gt 用圆圈，Opx 用方框）。（c）图 b 两组合 Opx 的 M1 位置 x_{Al} 的等值线。x_{Al} 等值线上标有［M1 位置 Al 阳离子数］×1000（椭圆中数字）

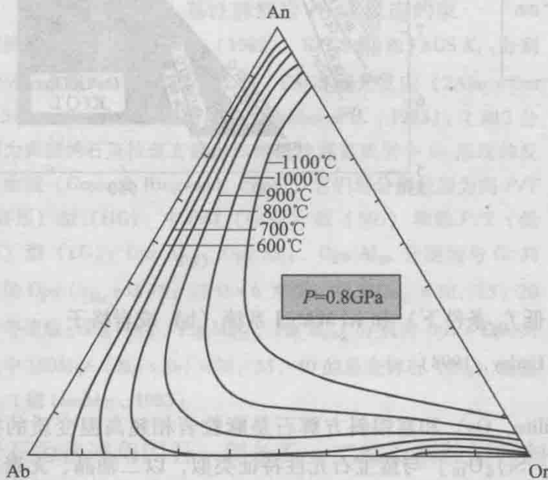


图 26－26 Fuhrman & Lindsley（1988）的二长温度计

（据 Jiao & Guo，2011）

麻粒岩相超高温变质岩最早发现于俄罗斯阿尔丹地盾（Marakushev & Kudryavtsev，1965，参见 Harley，1998），不过直到 20 世纪 80 年代才引起重视，而 Harley（1998）总结性论文发表后，更成为变质岩岩石学和变质地质学研究热点之一。随着麻粒岩相超高温变质岩在全世界各大洲不断被发现，研究不断深入，人们越来越认识到它对认识地壳构造－热演化具有非常重要的意义。据 Brown（2007），麻粒岩相超高温变质作用主要发现于新太古代－寒武纪岩石记录中，可以推测 G－UHTM 主要产生于地球动力环境变化产生的瞬时极高热流中。在早期地球较热时，超大陆的周期性聚合和裂解，尤其是裂解过程中导致的岩石圈减薄产生了比现在太平洋洋中脊还热的大陆后弧带。而大量 G－UHTM 变质带可能发育于这些与现代大陆后弧带相似的构造环境中。我国麻粒岩相超高温变质岩研究起步较晚，近年来才有华北克拉通北部孔兹岩区发现超高温岩石的报道（Santosh et al，2006；刘守偈等，2008）。但已经引起了越来越多学者的兴趣和关注。

三、高 P/T 区域变质岩

高 P/T 区域变质岩产于海沟带和大陆碰撞带，是地壳俯冲的标志，有很重要的构造意义。典型的高 P/T 变质相系列为 Z→LA→BS→E。在一些过渡型高 P/T 变质区，如日本 Sanbagawa（三波川），出现 BS→EA→角闪岩相系列。LA（硬柱石－钠长石－绿泥石相）、BS（蓝片岩相）和 E（榴辉岩相）是高 P/T 变质地体特有的三个变质相（见图 23－11）。

（一）硬柱石－钠长石－绿泥石相（LA）

该相位于沸石相与蓝片岩相之间，仅代表一个小的温压范围：$P \approx 0.3 \sim 0.4$GPa，$T \approx 150 \sim 300$℃（见图 23－11），以 Lw + Ab + Chl 组合为特征，无沸石相特征矿物浊沸石（Lm），代之以硬柱石（Lw），也无蓝片岩相特征矿物蓝闪石（Gl），代之以 Ab + Chl。然而可出现葡萄石－绿纤石相特征矿物绿纤石（Pu）。因而该相多作为葡萄石－绿纤石相的高压部分，而不处理为一个独立的变质相。

该相变质岩仅在新西兰南岛、美国加利福尼亚州和南意大利 Calabria 等少数几个地区找到。在新西兰南岛上 Wakatipu 地区，变质火山岩和变质泥质岩硬柱石－钠长石－绿泥石相典型矿物组合为 Q + Ab + Lw + Pu + Ms + Chl。在美国加利福尼亚州 Pacheco Pass 地区 Franciscan 杂岩变质硬砂岩中，LA 相典型矿物组合为 Q + Ab + Lw + Chl + Cc（Miyashiro，1994）。

（二）蓝片岩相（BS）

蓝片岩相岩石是分布最广的高压低温变质岩，由洋壳和海沟沉积物俯冲变质形成，是识别古海沟带的标志。其原岩为洋壳基性－超基性岩、深海钙、硅、泥质沉积物和海沟浊积岩。

蓝片岩相特征矿物是蓝闪石类钠质角闪石，包括蓝闪石（Gl）$Na_2(Mg, Fe)_3Al_2[Si_8O_{22}](OH)_2$、青铝闪石（Crs）$Na_2(Mg, Fe)_3(Al, Fe^{3+})_2[Si_8O_{22}](OH)_2$（在 Leake et al.（1997）的角闪石分类中，青铝闪石称为“镁质蓝闪石”）和镁钠闪石（Mg－Rie）$Na_2(Mg, Fe)_3Fe_2^{3+}[Si_8O_{22}](OH)_2$，它们构成 Al－$Fe^{3+}$ 连续类质同象系列，常统称为蓝闪石。蓝闪石广泛出现在蓝片岩相许多岩石（包括泥质、长英质、钙质、基性）中。蓝闪石在手标本上呈蓝黑色，薄片中呈天蓝色，蓝闪石的存在使岩石带蓝色，因而含蓝闪石的片岩统称为蓝片岩，相应的变质相称为蓝片岩相。

由于低温，重结晶不彻底，蓝片岩相岩石变余结构构造发育，如变余碎屑结构，变余辉长－辉绿结构、变余层理构造（图 26－27）、变余枕状构造等。由于俯冲带强烈的构造变形，岩石构造面理发育，有的地段可以出现构造混杂现象，不同时代的原地和异地的岩块混杂堆积形成**混杂岩**（melange）。如图 23－11 所示，以 Lw（硬柱石）分解反应为界，蓝片岩相分为两个亚相：硬柱石－蓝片岩相（Lw－BS）和绿帘石－蓝片岩相（Ep－BS）。各亚相 ACF、AFM 图如图 26－28 所示。

硬柱石－蓝片岩相（Lw－BS）以往称为“蓝闪石－硬柱石片岩相”（Turner，1981）。典型地区为美国加利福尼亚州 Franciscan 杂岩区（图 26－4），又称为 Franciscan 型。特征矿物组合为 Na－Am（钠质角闪石）+ Lw + Ab（或 Jd），可含绿纤石但无绿帘石。Na－Am 是蓝闪石和青铝闪石（图 26－27）。

绿帘石－蓝片岩相（Ep－BS）又称为“蓝闪石－绿片岩相”（Winkler，1976；董申保

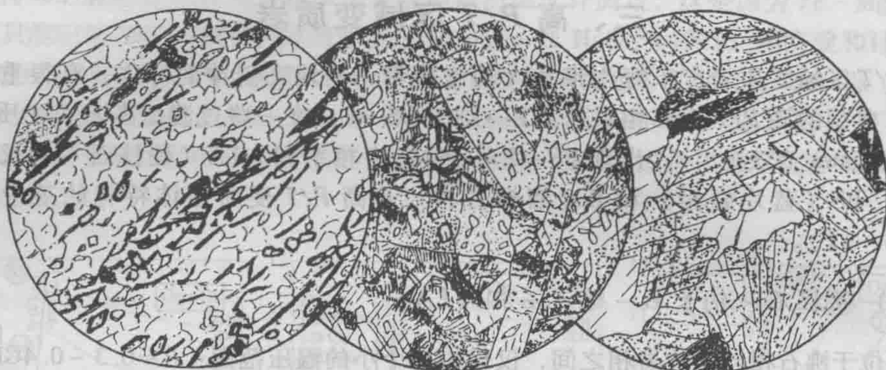


图 26－27　蓝片岩相典型岩石（$d=2$mm）

（据 Turner，1981）

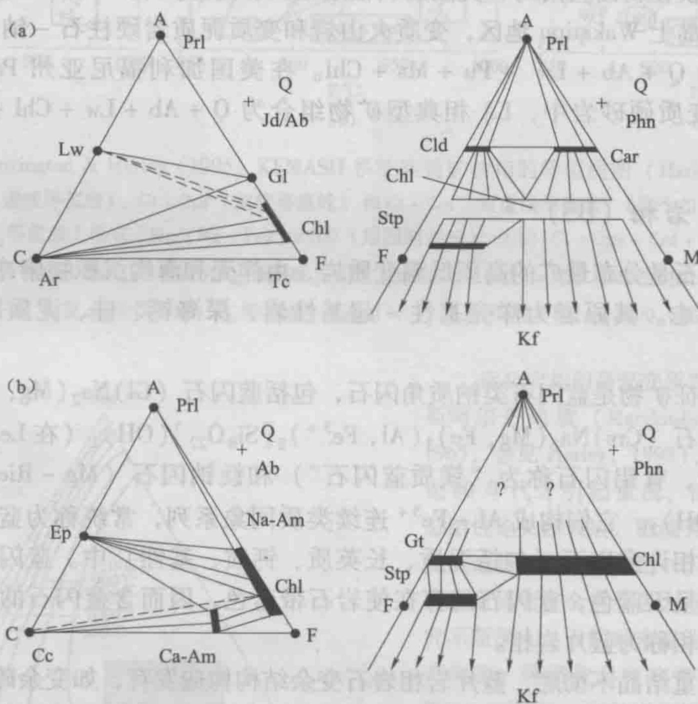


图 26－28　蓝片岩相 ACF、AFM 图

（据 Raymond，1995 改编）

（a）Franciscan 型（Lw－BS），Car—纤锰柱石；（b）Sanbagawa 型（Ep－BS）

等，1986）。相当于 Raymond（1995）的高 P/T 绿片岩相。与硬柱石－蓝片岩相比，相对低压高温。特征矿物组合为 Na－Am＋Ep＋Ab，无硬柱石、硬玉和绿纤石。Na－Am 是青铝闪石（Crs）和镁钠闪石（Mg－Rie），罕见蓝闪石，可含钙质角闪石阳起石，具有蓝片岩相与绿片岩相过渡性质。典型地区为日本三波川和我国大别山（图 26－5），可称为三波川型或大别型。

据周高志等（1996）、游振东等（1998）、索书田等（1993），大别山鄂北蓝片岩典型矿物组合为：

◎ 泥质：Mg－Rie（或 Crs）＋Phn（多硅白云母）＋Chl＋Ab＋Q±Stp（黑硬绿泥石）±Sps（锰铝榴石）（镁钠闪石－白云母－石英片岩等）；

◎ 长英质（变质酸性火山岩）：Crs＋Phn＋Ab＋Q±Sps±Stp±Ep±Pie（红帘石）（青铝闪石－钠长石－石英片岩等）；

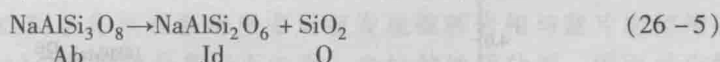
◎ 基性（变质基性火山岩）：Crs（或 Mg－Rie）＋Chl＋Ep＋Ab＋Q±Stp±Act（青铝闪石－钠长石－绿泥石片岩等）；

◎ 钙质：Mg－Rie＋Cc＋Dol±Q±Chl±Tc（镁钠闪石大理岩等）。

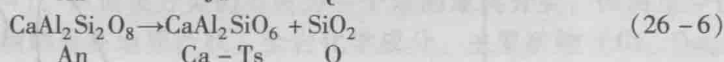
（三）榴辉岩相（E）

1. 概述

榴辉岩相（E）是一个高压（$P>1\mathrm{GPa}$）变质相（见图 23－11），以典型岩石榴辉岩而得名。榴辉岩是主要由红－红棕色石榴子石（Gt）和草绿色绿辉石（Omp）组成的高压基性变质岩（图 26－29），可含蓝晶石、石英，但无斜长石（图 26－30）。石榴子石是 Alm－Pyr－Gro 的成分复杂固溶体。绿辉石是 Di－Ca-Ts（钙契尔马克分子）－Jd－Ac（锥辉石）的成分复杂的单斜辉石。榴辉岩的形成与高 P/T 基性麻粒岩（斜长石－石榴子石－单斜辉石麻粒岩）有关。随着压力增加，高 P/T 基性麻粒岩中斜长石将发生分解：

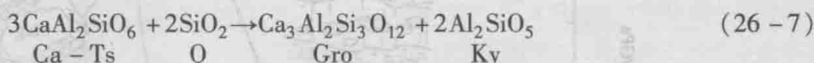


$$\underset{\mathrm{Ab}}{NaAlSi_3O_8} \rightarrow \underset{\mathrm{Jd}}{NaAlSi_2O_6} + \underset{\mathrm{Q}}{SiO_2} \qquad (26-5)$$



$$\underset{\mathrm{An}}{CaAl_2Si_2O_8} \rightarrow \underset{\mathrm{Ca-Ts}}{CaAl_2SiO_6} + \underset{\mathrm{Q}}{SiO_2} \qquad (26-6)$$

反应导致斜长石消失，产生的硬玉（Jd）分子进入单斜辉石，形成绿辉石。Ca－Ts 分子则主要进入石榴子石：



$$\underset{\mathrm{Ca-Ts}}{3CaAl_2SiO_6} + \underset{\mathrm{Q}}{2SiO_2} \rightarrow \underset{\mathrm{Gro}}{Ca_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\mathrm{Ky}}{2Al_2SiO_5} \qquad (26-7)$$

反应（26－7）伴有蓝晶石生成，这样就形成具 Gt＋Omp＋Ky＋Q 组合的榴辉岩。这也是为什么与基性麻粒岩相比，榴辉岩中的石榴子石更富 Ca，而单斜辉石更富 Na 的原因。

Jd＋Q 生成反应（26－5）平衡条件见图 22－1。但天然硬玉通常是含透辉石（Di）、锥辉石（Ac）组分的固溶体，天然 Jd＋Q 平衡压力明显低于纯 Jd＋Q 平衡压力。天然硬玉中 Jd 含量越低，平衡压力越低。通常将 Ab ＝ Jd_{50}＋Q 平衡条件作为榴辉岩相低压限（见图 23－11），而榴辉岩相压力上限尚不很清楚。金刚石在哈萨克斯坦片麻岩中

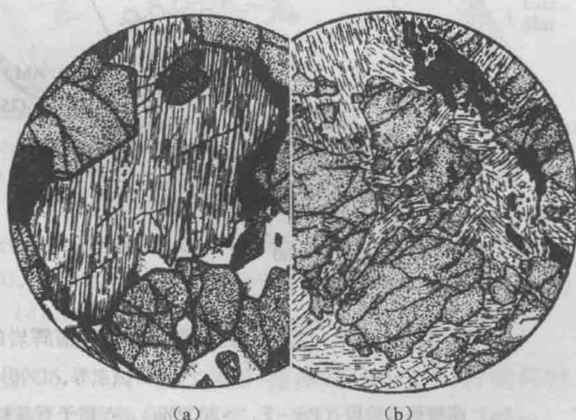


图 26－29　榴辉岩（23×）

（据 Harker，1960）

（a）榴辉岩：由石榴子石、淡绿色绿辉石组成，含少量深绿色普通角闪石，金红石和石英（英国 Lewisian）；（b）蓝闪石榴辉岩：主要由石榴子石、蓝闪石（伴有少量绿色角闪石）和深褐色金红石组成，含少量绿帘石和白色云母（意大利 Piedmont）

(Sobolev & Shatsky, 1990）和大别地壳型榴辉岩中（徐树桐等，1994）的发现表明榴辉岩相压力上限至少在4.0GPa以上（见图20-9）。以Q＝Coe多型转变线（见图20-9）为界，可将榴辉岩相变质岩分为超高压（UHP）变质岩（含柯石英、金刚石等超高压矿物）和高压（HP）变质岩两类。超高压变质是陆壳岩石俯冲到地幔深度的岩石学证据(Schreyer, 1988)。

榴辉岩相温度范围相当宽广，低温限向蓝片岩相过渡，高温限为干的拉斑玄武岩液相线（见图23-11)。Carswell（1990）将榴辉岩相变质岩分为低温（450~550℃）、中温(550~900℃）和高温（900~1600℃）三类。其中，低温类实际上是榴辉岩相与蓝片岩相的过渡。

造山带中形成于下地壳-地幔深度的高压-超高压变质岩，由于后期构造作用及岩浆作用被抬升到地表，在这个近等温降压（ITD）过程中，必然会发生再平衡而形成各种ITD型反应结构，这在榴辉岩相岩石中十分普遍。有时，变斑晶中还可保留早期俯冲（增压升温）阶段矿物反应残留或假象。这些反应结构是建立变质作用$P-T-t$轨迹、再造岩石形成的构造过程的依据。大别山既发育含金刚石柯石英榴辉岩等，又有绿帘角闪岩相的各类变质岩，其中发育的变质作用各阶段的反应结构为建立变质作用$P-T-t$轨迹提供了丰富的可靠证据(图26-30)。

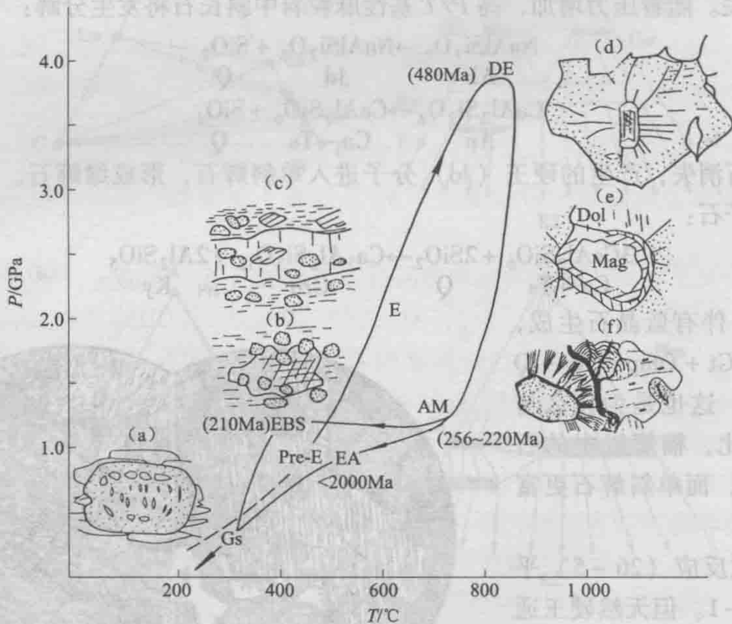


图26-30 大别山含金刚石柯石英榴辉岩的变质作用$P-T-t$轨迹

（据游振东等，1996）

(a）前榴辉岩阶段（Pre-E，>2000Ma)，石榴子石晶粒中有帘石及石英、冻蓝闪石等包裹物；(b）绿帘蓝片岩相（EBS，210Ma）退变质形成的钠质角闪石变斑晶中含石榴子石晶粒残余；(c）绿帘蓝片岩相绿帘石变斑晶中包裹了早期石榴子石和绿辉石；(d）（DE，约480Ma）柯石英包裹于石榴子石中；(e）菱镁矿退变质形成两层白云石环边；(f）角闪岩相退变质（AM，256~220Ma)，石榴子石周缘具Amp+Pl冠状体，绿辉石周缘出现指纹状交生钠长石和角闪石后成合晶

这里要特别提一下，如图26－30d所示的柯石英（Coe）转变为石英（Q）的反应结构，这是发现柯石英的依据。据Smith（1984），柯石英转变为石英，体积要增加10%。因此，在含由柯石英转变而来的石英包裹体（柯石英假象）的石榴子石、单斜辉石等寄主矿物中会形成因体积膨胀而产生的放射状或同心圆状裂纹。这种特征的裂纹是显微镜下识别柯石英包裹体的最显著的标志，并为石英包裹体中的柯石英残留（高突起，比石英干涉色还低的很低干涉色）所证实。尽管由柯石英转变而来的石英可以是单晶，也可以是多晶甚至隐晶质集合体，其中可以有也可以没有柯石英残留，寄主矿物可以是石榴子石、单斜辉石或其他矿物，但包裹体周围均发育有这种特征的裂纹。

2. 榴辉岩相主要岩石类型

20世纪70年代以前，普遍认为榴辉岩相只包括榴辉岩、石榴橄榄岩等成分十分有限的几个岩石类型（Miyashiro，1973；Winkler，1979）。80年代以来，西阿尔卑斯、哈萨克斯坦和我国大别山区变质岩石学研究进展表明，与其他变质相一样，榴辉岩相岩石也是多种多样的，也包括泥质、长英质、钙质、基性和镁质五大化学类型。

（1）榴辉岩相基性变质岩

榴辉岩相基性变质岩典型组合为Gt＋Omp＋Ky＋Q（图26－31a），代表性岩石为各类榴辉岩，它们具有多种多样的地质产状。Coleman et al.（1965）根据地质产状将榴辉岩分成A、B、C三类。它们分别与基性－超基性火成岩、片麻岩（角闪岩相变质岩）和蓝片岩有关。尽管近年来取得了许多新资料，如早先认为榴辉岩呈包体产于其他岩石之中，但20世纪80年代在西阿尔卑斯和新喀里多尼亚发现榴辉岩相与蓝片岩相构成递增变质带（Miyashiro，1994）。然而该分类仍不失为一个好的地质分类，因而至今仍为许多地质学家采用。三类榴辉岩在地质产状、全岩化学成分、主要矿物（Gt、Omp）化学成分、次要矿物种类、形成的$P-T$条件和成因等各方面都有所不同（表26－1；图26－32）。

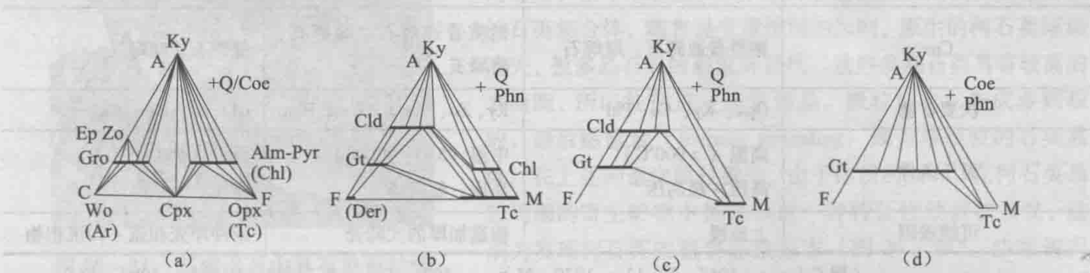


图26－31　榴辉岩相ACF图（a）和AFM图（b，c，d）

（b）（c）含Tc和Cld带（500～600℃，约1.5GPa）；（d）含Coe带（700～800℃，约2.7GPa）。

（a）据Raymond（1995）；（b）（c）（d）据Cofee & Chopin（1986），转引自Miyashiro（1994）

广泛分布在大别山区的榴辉岩（图26－5），按次要矿物种类分为蓝闪石榴辉岩、蓝晶石榴辉岩、斜方辉石榴辉岩、柯石英榴辉岩和普通榴辉岩（无Gl、Ky、Opx、Coe）五个岩石类型（张泽明，1992）。其中斜方辉石榴辉岩呈层状、透镜状包体产于超基性岩体之中，属A型榴辉岩。呈透镜状、似层状分布于绿帘角闪岩相变质岩中的榴辉岩（主要为蓝闪石榴辉岩和普通榴辉岩等高压榴辉岩）具C型榴辉岩特点。而呈透镜状、层状分布于角闪岩相变质岩中的榴辉岩（包括蓝晶石榴辉岩、柯石英榴辉岩和普通榴辉岩等高压－超高压榴辉岩）属B型榴辉岩（周高志等，1996）。

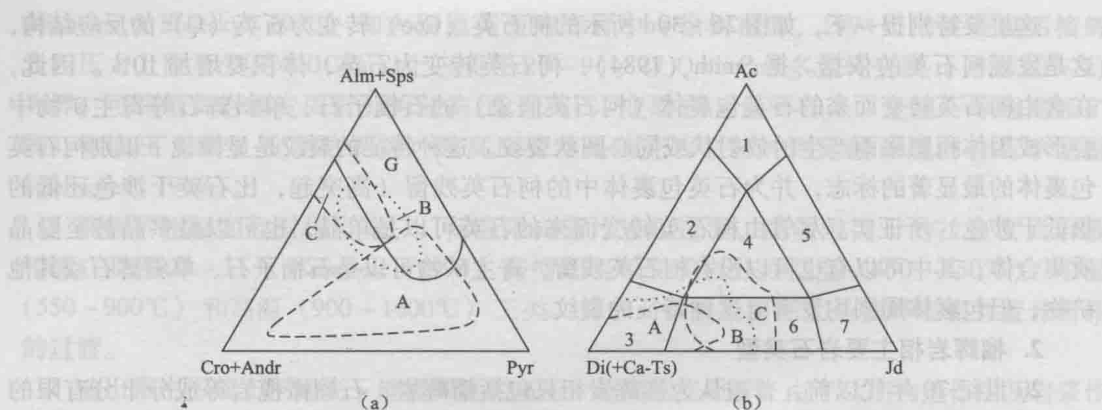


图 26－32　A、B、C 三类榴辉岩中石榴子石（a）及单斜辉石（b）的成分

（a）据 Winkler（1979），为了比较，也表示了麻粒岩中石榴子石（G）。（b）中 1—霓石；2—霓石质普通辉石；3—钠质普通辉石；4—暗绿玉；5—霓石质硬玉；6—绿辉石；7—硬玉。A、B、C 三类榴辉岩中单斜辉石成分区据 Mottana（1986），圈定了 444 个可靠的电子探针分析的 95%

表 26－1　三类榴辉岩的对比

榴辉岩类型		A	B	C
地质产状		金伯利岩、玄武岩中的包体、橄榄岩中的条带和层	片麻岩中的透镜体、豆荚体或层	蓝片岩地体中的构造岩块或与蓝片岩构成递增变质带
全岩化学成分		橄榄玄武岩	过渡型玄武岩	拉斑玄武岩
Gt	$Mg/(Mg+Fe^{2+}+Mn)$	0.45～0.95	0.10～0.60	<0.45
	$Ca/(Mg+Fe^{2+}+Mn+Ca)$	0.10～0.80	0.15～0.40	0.20～0.40
Cpx		钠质普通辉石、绿辉石	钠质普通辉石、绿辉石、暗绿玉	绿辉石、暗绿玉
次要矿物		Opx、Ky、Co、Phl	Ky、Zo、NaCa－Am、Phn	Gl、Zo、Phn、Chl
温压条件		高温（>900℃） 高压－超高压	中温（550～900℃） 高压－超高压	低温（450～550℃） 高压
可能成因		上地幔	构造加厚的大陆壳	俯冲洋壳和弧－沟沉积物

（据 Coleman，1965；Winkler，1979；Mottana；1986，Carswell，1990；Miyashiro 1994；综合）

（2）榴辉岩相非基性变质岩

Chopin（1981，1984）在西阿尔卑斯与榴辉岩共生的泥质变质岩中发现 Phn＋Tc、Tc＋Ky、Pyr＋Coe 等高压组合，Schreyer（1988）、Massonne & Schreyer（1989）的实验证实了这些组合的高压稳定性。图 26－31b，c，d 表示了榴辉岩相泥质变质岩递增矿物变化。随着温度升高，片岩中依次出现 Ky＋Cld＋Chl＋Phn＋Q→Ky＋Cld＋Tc＋Phn＋Q→Ky＋Gt＋Tc＋Phn＋Coe。主要由滑石、蓝晶石组成的岩石常称为**白片岩**（whiteschist）。

榴辉岩相长英质、钙质、镁质变质岩在大别山发育较好。据徐树桐等（1994）、游振东等（1998，2000），长英质组合为 Jd＋Q(Coe)＋Gt（硬玉石英岩）和 Ky＋Q(Coe)＋Gt＋Phn（蓝晶石石英岩）；钙质组合为 Cc＋Dol＋Ar＋Phl＋Phn ± Pl ± Q(Coe) ± Tr ± Gt（大理岩）；镁质组合为 Ol＋Gt＋Opx＋Cpx（石榴橄榄岩）。上述组合之中，柯石英（假象）包裹于石榴子石、蓝晶石等寄主矿物内部。

（四）超高压（UHP）变质岩研究的三个问题

如前所述，以柯石英、金刚石为标志的超高压变质岩在西阿尔卑斯（Chopin，1984；Smith，1984）、哈萨克斯坦（Sobolev & Shatsky，1990）和我国大别－苏鲁地区（Okay et al.，1989；Wang et al.，1989；徐树桐等，1991）的发现，证明了陆壳岩石可以深俯冲到地幔100～200km深处（图26－33）。这导致了现代超高压变质理论的形成和现代地质学的伟大变革，也使超高压变质岩研究成为地学研究最热的热点，新发现、新成果层出不穷，几乎涵盖地学各个领域，这里仅在参考有关文献基础上，简述超高压变质矿物、超高压变质岩全球分布和超高压变质带剥露机制等三个问题。

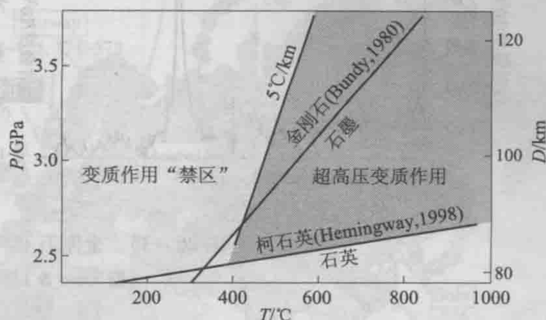


图26－33　超高压变质 $P-T$ 图

（据游振东，2007b，简化）

1. 超高压变质矿物

早在1990年Carswell就指出“超高压变质是岩石学家的梦魇，矿物学家的天堂”。近20多年来，尽管超高压变质岩的形成与折返过程，一直是困扰地质学家的一大难题，但在矿物学方面，不仅柯石英、金刚石不断被发现，而且结合实验矿物学的成果，发现许多新的超高压变质矿物，它们不仅是超高压变质的标志，而且与超高压变质形成深度有多深的问题直接相联系（游振东等，2007）。由于篇幅所限，下面只列举其中五种，在这些超高压指示矿物中，柯石英和金刚石最常见，因而也最重要。

◎ *柯石英*：柯石英是 SiO_2 的一种高压多形变体。石英－柯石英多形转变反应线界定了超高压变质的压力下限（图26－33）。据游振东等（2007），柯石英是斜方晶系、假六方板状，但镜下多呈不规则粒状，无色，中低突起（$N_m=1.596$），双折射率 $\Delta=0.005$，正交镜下干涉色极低。包在石榴子石、绿辉石质单斜辉石中的柯石英，由于减压退变质，常常沿边缘重结晶成多晶粒栅状的石英集合体，随着退变质作用的加剧，原生的柯石英渐渐消失，被多晶石英的假象所替代。这些多晶石英具有较高的表面能，所以往往进一步重结晶，颗粒加大，先成多颗粒的，最后**热愈合**（thermal annealing）成为单颗粒的石英晶体。在上述的退变质过程中，由于体积的加大，在柯石英晶粒周围的寄主矿物中极易形成一种特征性放射状裂纹，这成为发现柯石英的重要显微标志（图26－34），少数情况下，比如寄主矿物为绿辉石时，在包裹物的周围除放射状裂隙之外，还常见一组同心状的裂隙。

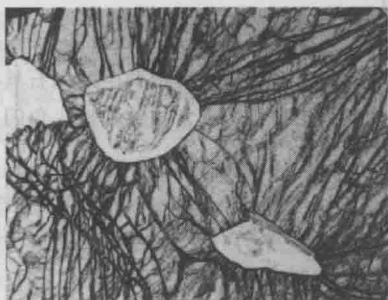


图26－34　石榴子石中具石英冠状体的柯石英包裹体

（西阿尔卑斯，单偏光，长边长1.185mm）

（据Chopin，1984）

包裹体周围发育因体积膨胀产生的放射状裂纹

除上述偏光显微镜鉴定方法外，更有效的鉴定方法是**激光－拉曼探针光谱**（Laser-Raman Microprobe Spectroscopy，LRM），柯石英的激光拉曼谱线如图26－35所示，其特征峰值是530cm^{-1}。由于激光－拉曼探针光谱可以在特制的薄片中对微细矿物作原位测定，因此已成为超高压研究中应用甚广的鉴定技术。

◎ *金刚石*：金刚石是C的高压多形变体，其低压稳定限（石墨－金刚石多形转变线）比柯石英还高（见图26－33）。金刚石为等轴晶系，常呈八面体、菱形十二面体、立方体，金刚光泽，硬度10。镜下通常无色，突起高（$N=2.4175$）。超高压变质岩中金刚石为微粒状，粒度10～70μm，包裹于石榴子石、辉石、蓝晶石、锆石等寄主矿物中。与柯石英类似，金刚石在后期减压石墨化过程中体积膨胀，在其寄主矿物中也可出现放射状裂隙（图26－36）。金刚石的激光拉曼谱线如图26－35所示，其特征峰值为1331cm^{-1}，对微粒金刚石而言，这是最好的鉴定标准。

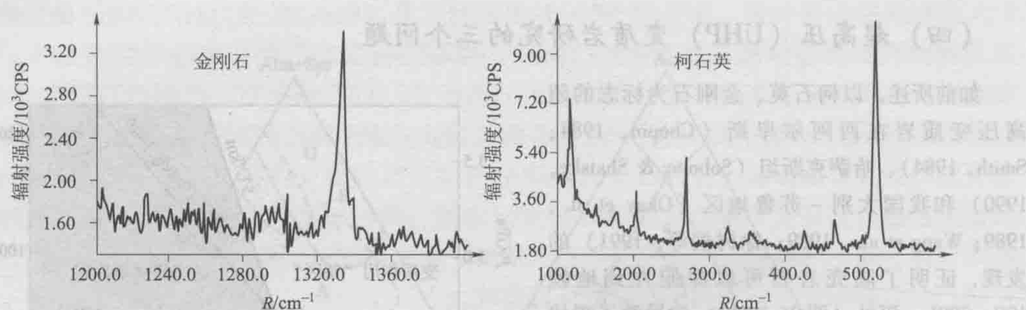


图 26－35　金刚石和柯石英拉曼谱线

（据 Ernst & Liou 2000）



图 26－36　Erzgebirge 长英片麻岩的微粒金刚石

（反射光显微照相，单偏光，$d=3$mm）

（据 Ernst & Liou，2000）

◎ 高 K_2O 单斜辉石：在金伯利岩的石榴子石中常含有高 K_2O 单斜辉石包裹物。实验岩石学也证明，随着压力增加到 5～11GPa，单斜辉石中的 K_2O 的含量将增加到 6%。现已查明在一些含有金刚石的变质岩中，单斜辉石 K_2O 含量可达 1.55%。此类高 K_2O 的单斜辉石因后期冷却出溶而常常含有钾长石或富钾云母的出溶条片，可以作为超高压变质的标志。

◎ 单斜辉石中的钛铁矿杆状体：在苏鲁的一些新鲜的橄榄石榴辉岩中，出现 2 类单斜辉石，基质透辉石是细粒的，粒径 0.3～0.5mm，含有钛铁矿和钛斜硅镁石的包裹物，TiO_2 含量小于 0.1；还有少数粗粒的透辉石变斑晶含有出溶的钛铁矿和 Mg_2Al_2Cr 钛磁铁矿杆状体。根据出溶相和寄主晶的体积和成分判断，原先透辉石 $TiO_2>1.0\%$，此种富钛的透辉石曾经有人在高压条件下实验合成过（游振东等，2007）。

◎ 高铝的榍石：榍石中 $x_{Al}=Al/(Al+Fe^{3+}+Ti)\geqslant 0.25$ 时，称为**高铝榍石**（high aluminium titanite），据 Carswell（1990）报道，大别山潜山双河超高压变质大理岩中的柯石英榴辉岩条带内共生的榍石具有非常高的 Al（x_{Al}多大于 0.25）。在双河，由于角闪岩相的退变质，这些高铝榍石边部常被钛铁矿＋角闪石的后成合晶所替代，这在背散射电子图像中有明显的显示（游振东等，2007）。

2. 超高压变质岩的全球分布

自从 1984 年 Chopin 在西阿尔卑斯的 Dora Maira 的变质岩中发现柯石英微粒包裹物以来，各国科学家发现了愈来愈多的新产地，据报道已达 28 个，实际可能还要多。

从超高压变质带的全球空间分布（图 26－37）看，超高压变质带多分布在前寒武纪克拉通周围的显生宙造山带的范围内。其中又以欧亚大陆的周缘最为密集。如果以西伯利亚陆块为核心，自北而南可以识别出：① 亚洲复合山链与中国中央造山带；② 喜马拉雅造山带；③ 亚洲大陆南缘造山带等三个构造带。从时代分布上看，超高压变质带多出现于显生宙，前寒武纪只有晚元古代（泛非运动期）少数两例。说明以超高压变质带为特征的碰撞造山作用，是显生宙以来，陆壳增生达到一定的规模后，才出现的构造体制；Rodinia 和 Pangea 古大陆的裂解，使地温梯度降低，从而有利于超高压变质带的生成（游振东，2007a）。

大别－苏鲁超高压变质带苏鲁超高压变质带（图 26－38）是世界上规模最大的高压超高压变质带，东西绵延达 800km 以上。地表展现的构造是一种变质核杂岩，按从下而上构造顺序，主要由**核部杂岩**（core complex）CC、超高压变质带 UHP、高压变质单元 HP、绿帘蓝片岩单元 EB 和**沉积盖层**（sedimentary cover）SC 等五个构造岩石单元所组成。核部杂岩是指分布在大别山的罗田英山一带的片麻岩，它们是前寒武纪的英云闪长岩－奥长花岗岩－花岗闪长岩系列的岩浆岩和一些变质表壳岩的组合，变质普遍达角闪岩相，但局部地区仍可察觉其原先的麻粒岩相变质的残余。超高压变质单元以各种成分的片麻岩为主夹少量的角闪岩、大理岩、石英岩等，其中夹大小、形状不一的榴辉岩包体。在该单元中许多角闪岩实际上是榴辉岩退

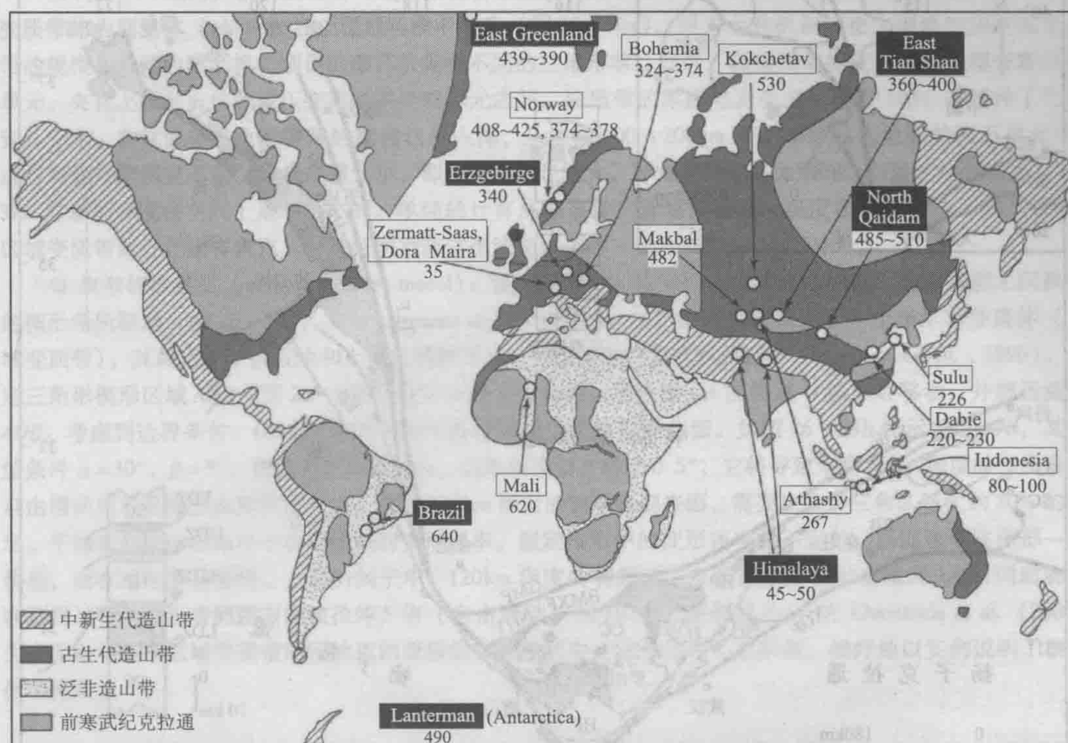


图 26 - 37　超高压变质岩的全球分布（产地下的数字代表年龄值，Ma）

（据 Maruyama et al.，2010）

变质的产物。在榴辉岩及其他岩类中均或多或少找到过柯石英和金刚石微粒包裹物。高压变质单元以红安大悟一带的变质岩最为特征。云母石英片岩夹绿帘钠长角闪片岩，属典型的绿帘角闪岩相。高压变质单元也有榴辉岩但多半是**角闪榴辉岩**（amphibolite-eclogite）或**绿帘榴辉岩**（epidote-eclogite）。绿帘蓝片岩单元主要由白云母石英片岩、白云母石英钠长片麻岩所组成，夹少量的绿片岩，反映一种浅变质的基性 - 酸性火山岩组合，其中经常可见青铝闪石、冻蓝闪石和多硅白云母这些低温高压变质典型矿物，属于绿帘蓝片岩相，故称绿帘蓝片岩单元。变质核杂岩的最上部为沉积盖层硅质条带状灰岩，属震旦纪的灯影灰岩。这五个变质单元彼此之间是以滑脱断层相接触，从变质作用的压力条件判断，它们应是扬子板块基底，俯冲进入不同深度后折返地表，是后期的伸展构造体制造成了现今的构造格局。此外，在苏鲁 - 大别造山带广泛分布着燕山期的花岗岩侵入体，仅桐柏山 2 大别山地区就至少有 270 个花岗岩类侵入体，出露面积占桐柏山 2 大别山区的 17%。其就位时代多介于 165 ~ 110Ma，其中较大的如英山以北天堂寨花岗岩、岳西以北的白马尖花岗岩等侵入体，均与穹隆构造核部有密切的关系（游振东，2007b）。

3. 超高压变质带的剥露机制

如前所述，以柯石英、金刚石等超高压矿物为标志的超高压变质岩的发现，证明了陆壳岩石可以深俯冲到地幔 100 ~ 200km 深处，这在地质学上是具有里程碑的意义，同时也给地质学家带来一大难题：这些深俯冲到地幔 100 ~ 200km 深处的陆壳岩石是如何折返到地表的，即超高压变质带的**剥露**（exhumation）机制问题。据 Maruyama et al.（2010），目前流行的有浮力驱动的羽流模型和楔形挤出模型等两类地质模型解释区域变质带的动力学过程（图 26 - 39）。

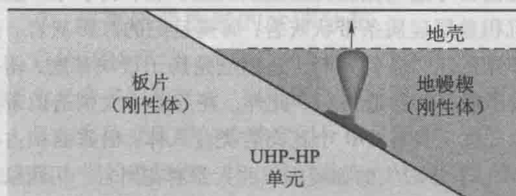
◎ 浮力驱动的羽流模型（buoyancy-driven plume model）：该模型依据是长英质岩石的密度约 $2.8g/cm^3$，低于橄榄岩的密度（直到 50 ~ 60km 深处为 $3.2 \sim 3.3g/cm^3$），在这个深度角闪岩转变为密度 $3.3 \sim 3.4g/cm^3$ 的榴辉岩）。这些数值延续到深度 250km，最多只有 5% 的变化。因此长英质岩石对地幔橄榄岩或榴辉岩是有浮力的，在浮力驱动下羽流状的变质单元穿透刚性地幔楔，并最终达到地表（图 26 - 39a）。

然而，Maruyama et al.（2010）认为，浮力驱动的羽流模型是不现实的。

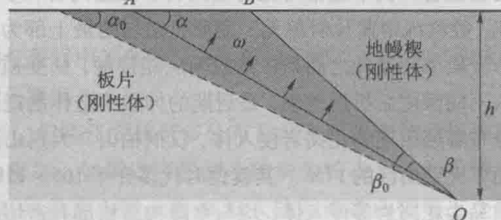
图 26－38　桐柏大别苏鲁变质核杂岩构造简图及其构造堆叠关系

（据 Suo et al.，2005）

TDZ—顶滑脱带；UDZ—上滑脱带；MDZ—中滑脱；LDZ—下滑脱带；SDF—商南－丹凤断裂；GMF—龟山－梅山断裂；BM XF—八里畈－磨子潭－晓天断裂；XGF —襄樊－广济断裂；TLF—郯城－庐江断裂；WYF—五莲－烟台断裂；CC—核部杂岩；UHP —超高压单元；HP—高压单元；EB—绿帘蓝片岩单元；SC—沉积盖层；NHY—北淮阳构造带



（a）浮力驱动的羽流模型



（b）楔形挤出模型

图 26－39　区域变质带剥露的动力过程

（据 Maruyama et al.，2010）

在 250km 深度以下 K-hollandite❶（密度 4.7g/cm^3）和斯石英（密度 4.3g/cm^3）变得稳定。超过 9GPa，长英质岩石的密度大于地幔物质（Irifune et al.，1994），因而浮力也就无助于区域变质带从深处剥露。相反，它会成为一个强大的板块牵引力。

❶　据加利福尼亚理工学院 Chi Ma（马驰）博士 2011 年 7 月 12 日来信，K-hollandite 是钾长石高压相，化学式 $KAlSi_3O_8$，四方晶系，*I4/m*，具锰钡矿结构，还没有在天然岩石中正式发现，可能存在于冲击陨石；Na-hollandite 化学式 $NaAlSi_3O_8$，四方晶系，在冲击陨石中发现，2005 年以台湾刘玲根的名字命名为 lingunite（玲根石），可以译 K-hollandite 为钾玲根石。

在0～7GPa之间，长英质岩石对地幔橄榄岩或榴辉岩是有浮力的。然而，这种小的密度差无助于区域变质带作为**羽流体**（plume）在上覆地幔楔中上升（图26－39a）。浮力上升机制的更大困难包括区域变质带的规模和与浮力驱动模型预设的蘑菇状完全不同的三维形状。此外，碰撞型区域变质带是出露非常薄的单元，夹在上覆和下伏的低压变质或弱变质单元之间。变质带的厚度与宽度之比为1∶100，并延伸了几百到几千米。它就像来自地幔很薄的糜棱状侵入体，从地幔100～200km深度延伸进入地壳的岩石单元中。这与羽状外形明显不同。如果规模太小，即使密度差足够大，浮力上升也是无效的。与整个地壳相比，1～3km左右的厚度在空间上是非常小的。单纯的计算从不支持它能够穿透进入温度在1000℃以下的地幔楔。区域变质带野外产出样式以其形状证明羽流体想法是错误的（Maruyama et al. 2010）。

◎ 楔形挤出模型（wedge extrusion model）：该模型设想区域变质带剥露由俯冲板片与地幔楔之间狭窄的楔形角所驱动（图26－39b）。据Maruyama et al.（2010），楔形挤出模型提出了一个楔形粘性流体（区域变质带），其两边被下伏板块和上覆地幔楔所夹，并通过俯冲角变浅而挤出（Maruyama et al.，1996）。假定三角形楔形区域*AOB*（图26－39b）被非压缩流体充满。刚性壁*OA*围绕点*O*的中心移动，并挤压流体*AOB*。考虑到边界条件，*OA*和*OB*表现为自由滑动或是摩擦边界曲面。如图26－39b所示的$\angle AOB$，其初始条件$\alpha = 30°$，$\beta = 5°$，楔形深度为200km。如果楔形角β转动0.5°，它将导致来自60km深度的物质沿着自由滑动面或是摩擦面而挤出表面。要将120km深度的物质移到表面，需要在楔形三角区域大约80%的变形。平均剥露速率将取决于楔形区域的变形速率。假定楔形中的变形速率是一定的。剥露速率在深部一定快些，而在近地表会变慢。上面的例子中，120km深度的剥露速率在到达近地表时会减到1/3，同时物质在剥露过程中会沿着剥露方向被拉伸5倍（自由滑动）到10倍（摩擦滑动）。在Chemenda et al.（2000）为查明喜马拉雅区域变质带的侵蚀机制而做的实验研究中，清楚再现了双断层，很好地以实例说明了楔形挤出模型。

思考题

1. 若玄武岩（富铝泥质岩/富钾泥质岩/泥灰岩）在中*P/T*条件下遭受绿片岩相直到麻粒岩相变质作用，试述其等化学变质系列（可能出现的典型岩石和典型的共生组合）。
2. 为什么说“一些低*P/T*变质区，绿泥石带不发育”?
3. 为什么说绿帘角闪岩相是绿片岩相与角闪岩相的过渡?
4. 简述麻粒岩相一般特点。
5. 为什么麻粒岩相低温部分会出现含水矿物?
6. 比较：① 钠长－绿帘角岩相与中*P/T*的绿片岩相；② 普通角闪石角岩相与中*P/T*的角闪岩相；③ 辉石角岩相与中*P/T*的麻粒岩相。
7. 为什么麻粒岩相泥质变质岩多具片麻状构造而少见片状构造?
8. 根据有关章节描述，试作出低*P/T*和高*P/T*的麻粒岩相ACF、A'KF图。
9. 简述蓝片岩相的一般特点。
10. 区分硬柱石－蓝片岩相与绿帘石－蓝片岩相。
11. 什么是超高压变质岩? 超高压变质岩有什么研究意义?
12. 为什么与麻粒岩相相比，榴辉岩相单斜辉石含钠较高而石榴子石含钙较高?
13. 试写出图26－30与a－f各阶段反应结构相应的可能变质反应。
14. 为什么在麻粒岩相高温部分长英质麻粒岩中会出现含紫苏辉石的高温无水矿物组合Hy + Gt + Or + Pl + Q?
15. 简述榴辉岩相一般特点。
16. 简要叙述图26－13所示泥质岩X、Y、Z从Bi带（a）到Gt带（b、c、d）的矿物组合和矿物成分的变化。

第二十七章　洋底变质岩、埋藏变质岩和混合岩

本章讨论的三类区域变质岩中，洋底变质岩产出于大洋壳，大陆上的古洋壳可以找到它的踪迹；埋藏变质岩是变质作用向成岩作用过渡类型，出现在造山变质和洋底变质的很低级部分；混合岩是变质作用向岩浆作用过渡类型，与中、高级造山变质岩伴生。

一、洋底变质岩

（一）洋底变质岩的一般特点

早先通常认为大洋地壳主要由玄武岩、辉长岩、橄榄岩等火成岩和蛇纹岩组成。自从1966年从大西洋中脊打捞出第一批变质玄武岩以来，各种各样 Z（沸石相）、P－P（葡萄石－绿纤石相）、GS（绿片岩相）和 A（角闪岩相）变质岩从大西洋和印度洋洋中脊被打捞出来，这些岩石导源于玄武岩、粗玄岩（辉绿岩）和辉长岩，蛇纹岩则导源于橄榄岩。Miyashiro（1973）用术语“洋底变质作用”概括自洋中脊（MOR）打捞出的岩石碎块中观察到的变质作用。同时，人们逐渐认识到，在阿尔卑斯等造山带见到的**蛇绿岩杂岩**（ophiolite complexes）或蛇绿岩套可以与洋壳层序相对比，代表了构造侵位于造山带之中的古大洋地壳和地幔碎片（Coleman，1977）。因而，洋底变质作用可通过观察洋壳和蛇绿岩杂岩进行研究。从已取得的资料看，洋底变质岩有下列一般特点：

（1）广泛分布在大洋地壳及上地幔之中，古大洋地壳和地幔残片可在造山带以蛇绿岩杂岩形式保存下来。世界著名的蛇绿岩产地有塞浦路斯 Troodos、阿曼 Semail、意大利 E. Liguria、挪威和芬兰 Sulitjelma 地区、美国俄勒冈峡谷山等。我国喜马拉雅山、秦岭、昆仑山、天山等造山带均发现有蛇绿岩。图 27－1 是西藏日喀则附近蛇绿岩露头照片，可看出那里的枕状熔岩和席状岩墙非常典型。


（a）


（b）

图 27－1　西藏日喀则附近的枕状熔岩（a）和席状岩墙（b）露头

（Mason 摄于 2007 年夏）

（2）大洋地壳地震波速分层研究、海底岩石样品的打捞和钻探资料表明，与大陆地壳相比，洋底变质岩原岩类型要简单得多，大洋地壳主要是变质基性岩（玄武岩和辉长岩），其下为由橄榄岩组成的上地幔。分布在造山带的蛇绿岩的层序，即 1926 年 A. Steinmann 所归纳的蛇纹岩 - 细碧岩 - 放射虫硅质岩三位一体，可与洋壳层序相对比（图 27 - 2）。

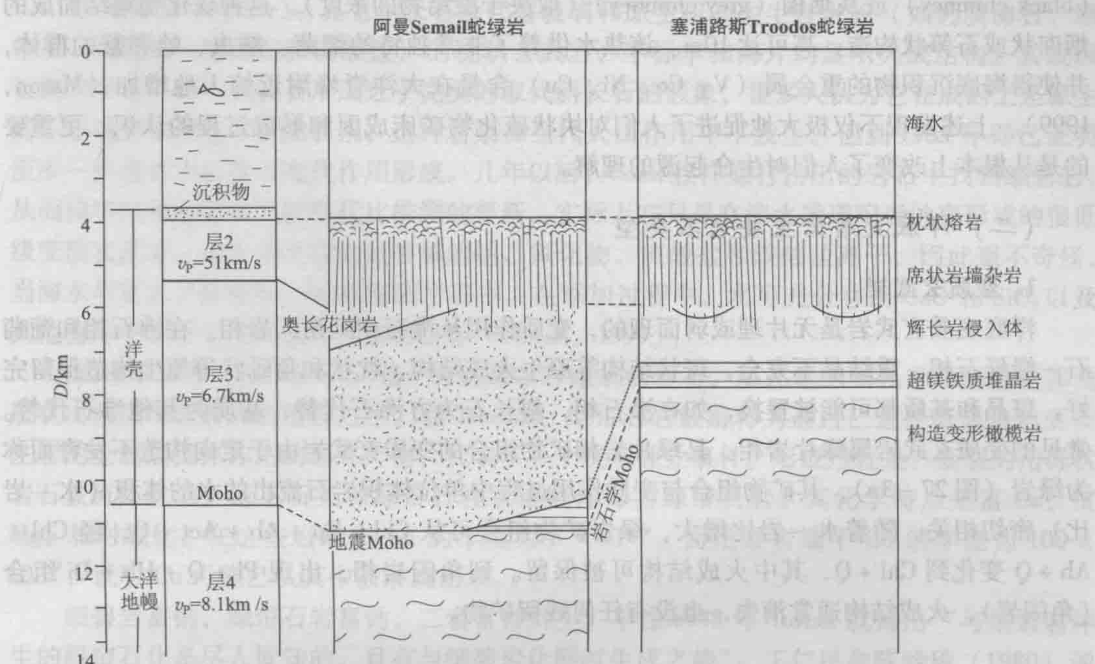


图 27 - 2　地震法测定的大洋地壳和上地幔构造与阿曼 Semail 和塞浦路斯 Troodos 蛇绿岩对比柱状图

（据 Mason & Sang, 2007）

（3）变质因素以中低温（100 ~ 500℃）、低压（通常 $P < 0.3$GPa）、流体（海水）十分活跃、P/T 比很低为特点。变质相系列为 Z→P - P→GS→A（见图 23 - 11）。随着深度增加，变质级增加：上部枕状熔岩受到沸石相、葡萄石 - 绿纤石相、部分绿片岩相变质作用；往下席状岩墙杂岩通常遭受绿片岩相、部分角闪岩相变质作用。但往下的辉长岩和超镁铁质岩体一般未遭受变质作用，仅层状辉长岩顶部可发育角闪岩相变质。由于海水对洋壳的强烈交代作用，使得玄武质熔岩在遭受沸石相至绿片岩相变质同时伴随岩石化学成分的明显变化。因而洋底变质作用是发生在洋底的区域异化学变质作用。变质作用的起因是洋中脊附近由于地幔上涌导致的热流上升和海水沿新成地壳的对流循环产生的热液蚀变。产生的变质岩因洋底扩张而侧向移动，导致洋壳的形成。

（4）由于缺乏泥质变质岩，因而在矿物成分上，无红柱石、堇青石等低压指示矿物。其低压条件由含钠量低的阳起角闪石及斜长石 + 阳起石组合所指示。矿物成分的另一个特点是在流体作用下，岩石发生十分迅速的热液蚀变。随着交代作用强度增加，岩石的矿物相数减少，直至强烈变化为单矿物岩石。

（5）由于偏应力较次要，洋底变质岩大多数是无片理或弱片理的，因而保留了原生火成结构和枕状构造、角砾状构造等原生构造。

（6）由于对流循环，流体携带了从热的洋壳淋滤出来的重金属在洋中脊附近逸出并沉淀，因而洋底变质作用与成矿作用关系密切。世界著名的与蛇绿岩杂岩伴生的块状硫化物矿床有塞浦路斯 Troodos、土耳其 Kure 和 Ergani-Maden 等。这些含铜硫化物矿床由海底喷气孔

的喷气作用形成。

早在1977年，载人的潜水器Alvin号就在南美Galapagos洋脊海底发现了温泉，以后在东太平洋海岭也发现有高温流体排出。这种富金属的热卤水排出时温度高达350～400℃，当遇到冷海水时即凝结沉淀出硫化物和氧化物，产生特征的硫化物质点组成的**黑烟囱**（black chimney）或**灰烟囱**（grey chimney）（取决于凝结物的浓度）。这种硫化物集结而成的烟囱状或石笋状构造，高可达10m。该热水供养了非常独特的细菌、蠕虫、蛤和蟹的群体，并使得海底沉积物的重金属（V、Co、Ni、Cu）含量在大洋脊峰附近惊人地增加（Mason，1999）。上述发现不仅极大地促进了人们对块状硫化物矿床成因和形成过程的认识，更重要的是从根本上改变了人们对生命起源的理解。

（二）洋底变质岩主要岩石类型

1. 变质玄武岩

洋底变质玄武岩是无片理或弱面理的，变质作用从沸石相到角闪岩相。在沸石相和葡萄石－绿纤石相，重结晶不完全，斑状结构等原生火成结构、枕状和角砾状等原生构造保留完好，斑晶和基质都可能被置换，如在沸石相，斜长石为方沸石代替，基质为其他沸石代替。常见的变质玄武岩属绿片岩相。具绿片岩相矿物组合的变质玄武岩由于定向构造不发育而称为绿岩（图27－3a），其矿物组合与变质作用过程中单位体积岩石流出的水的体积（水－岩比）密切相关。随着水－岩比增大，绿岩矿物组合可从Chl＋Ep＋Ab＋Act＋Q，经Chl＋Ab＋Q变化到Chl＋Q，其中火成结构可被保留。到角闪岩相，出现Pl＋Q＋Hb＋Di组合（角闪岩），火成结构通常消失，也没有任何残留矿物。

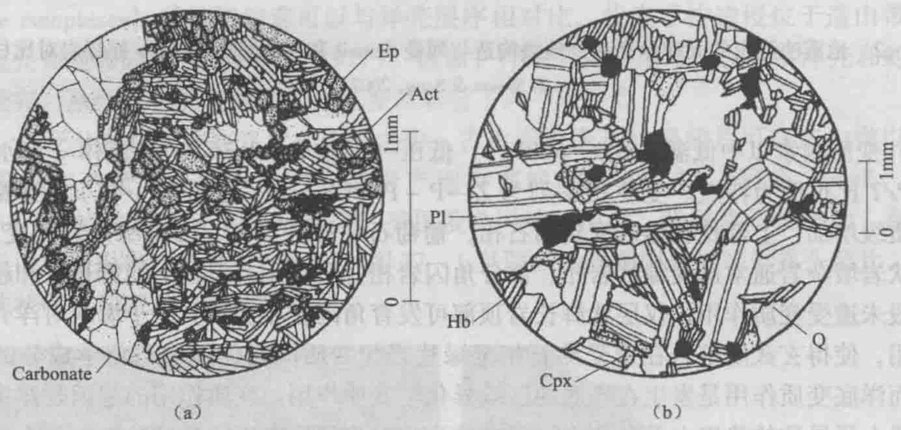


图27－3　蛇绿岩杂岩中的绿岩（a）和角闪岩（b）

（据Mason & Sang，2007）

（a）绿岩，取自Sulitjelma蛇绿岩枕状熔岩，具有矿物组合Act＋Ep＋Carbonate（碳酸盐）＋Pl＋Q，为碳酸盐脉穿插；（b）角闪岩，取自塞浦路斯Troodos蛇绿岩中辉绿岩席状岩墙杂岩下部，具有矿物组合Pl＋Q＋Hb＋Di。黑色颗粒为不透明矿物

2. 变质辉绿岩和辉长岩

大多数海底变质辉绿岩席状岩墙变质作用从绿片岩相到角闪岩相，典型岩石为绿岩和角闪岩。辉长岩侵入体变质作用主要为角闪岩相，顶部局部为绿片岩相，典型岩石为角闪岩。这些岩石保存了它们的原生结构。少数可遭受沸石相的退变质。图27－3b为取自塞浦路斯Troodos蛇绿岩中辉绿岩席状岩墙杂岩下部的薄片素描，可看出辉绿岩已变质为角闪岩，具

有明显的变余辉绿结构。

3. 细碧岩和绿帘石岩

在海底岩石被冷海水渗透地段，低级变质作用伴随强烈交代，形成一些化学成分特殊的岩石，其中代表性的有细碧岩和绿帘石岩。

◎ *细碧岩*（spilite）：是含钠长石及代替玻璃和原生相的次生含水相（如钙质沸石、绿帘石、葡萄石 - 绿泥石和碳酸盐）的枕状玄武岩，手标本和薄片均显示火成结构。其成因长期有争论。由于钠长石形成近乎完美的取代斜长石的假象，很多人认为它在成因上是原生的，形成于一种含水钠质岩浆，这种岩浆在当代火山作用中不发生。但到 1965 年即已证明至少一些细碧岩是通过交代作用形成。几年以后，Cann 在洋底打捞出的岩石中找到细碧岩，从而说明这种细碧岩形成年代比推测的要新。实际上它只是在海水通道附近蚀变形成的很低级变质玄武岩。由于海水含大量溶解的钠、氯化物、硫酸盐和碳酸盐离子，因此毫不奇怪，当海水与玄武岩反应时，钠添加到岩石中。在添加过程中，水可充分移出 CaO 和 SiO_2 以及其他流体中相对于玄武岩不饱和的组分（Mason，1999）。

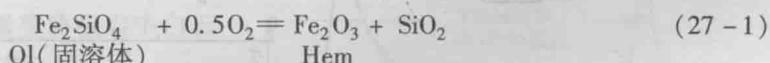
◎ *绿帘石岩*（epidosite）：是一种由绿帘石组成的岩石，呈几毫米到几米厚的透镜体或层状出现在与细碧岩的组合之中。在 Troodos，绿帘石岩被解释为通过已遭受低温热液变质主岩的上涌热流体作用的最终产物，代表了一个晚期独立事件。形成过程是：断裂的角砾状岩石被流体淋滤，留下石英和绿帘石粒状镶嵌体即为绿帘石岩。其化学特点是富 Ca、贫 Mg，相对氧化。在这些岩墙中 Cu 的丰度为 5×10^{-9}，而正常岩墙中 Cu 的丰度为 100×10^{-9}，说明 Cu 可能已从其中被淋漓出来。

细碧岩富钠，绿帘石岩富钙，二者常常共生。早在 1948 年 Turner 就指出“与细碧岩伴生的绿帘石化是尽人皆知的，且有与细碧岩化同时生成之势”。王仁民和陈珍珍（1980）通过对我国河南桐柏地区认真细致的野外工作发现，钠化的、钙化的和正常的玄武岩在空间上呈极不规则的分布，像迷彩服上的花纹一样。钙化与钠化互为消长、互为因果。据此提出了一个“双交代和再分配的假说”，并且作出了 $\mu_{Na}-\mu_{Ca}$ 图解（图 27 - 4），很好地解释了该区钠化、钙化与矿物共生关系。

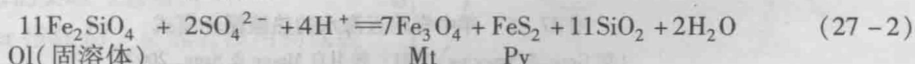
（三）洋底变质的对流体模式

如图 27 - 5 所示，该模式认为洋中脊附近喷出黑烟的喷发口代表了**对流体**（convection cell）的出口。对流体的产生是由于冷海水向下吸入并通过热的新成地壳的裂隙和裂缝。深海钻探和 Alvin 等潜水器的探查表明，洋中脊及其周围广泛发育破裂系统，其规模可从 1cm 宽的裂隙直至 1km 间隙的巨型断裂。这使海水可被动向下渗透达数千米。

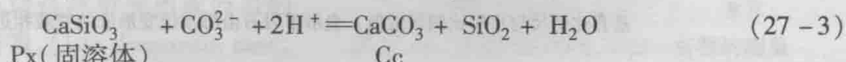
这个初始冷水被其所流过的热岩石通道加热，最后导致岩石自身的大规模蚀变和流体成分的变化。在向下通过岩石过程中，枕状熔岩、席状侵入杂岩和高层位辉长岩发生从沸石相经绿片岩相至角闪岩相的递增热液变质作用。最初，海水是高氧化的，伴随 O^{2-}、Cl^-、Br^-、HCO_3^- 和 SO_4^{2-} 相对大量聚集。在往相对还原的岩浆岩渗透对流过程中，发生化学反应：



$$\underset{\text{Ol(固溶体)}}{Fe_2SiO_4} + 0.5O_2 = \underset{\text{Hem}}{Fe_2O_3} + SiO_2 \qquad (27-1)$$



$$\underset{\text{Ol(固溶体)}}{11Fe_2SiO_4} + 2SO_4^{2-} + 4H^+ = \underset{\text{Mt}}{7Fe_3O_4} + \underset{\text{Py}}{FeS_2} + 11SiO_2 + 2H_2O \qquad (27-2)$$



$$\underset{\text{Px(固溶体)}}{CaSiO_3} + CO_3^{2-} + 2H^+ = \underset{\text{Cc}}{CaCO_3} + SiO_2 + H_2O \qquad (27-3)$$

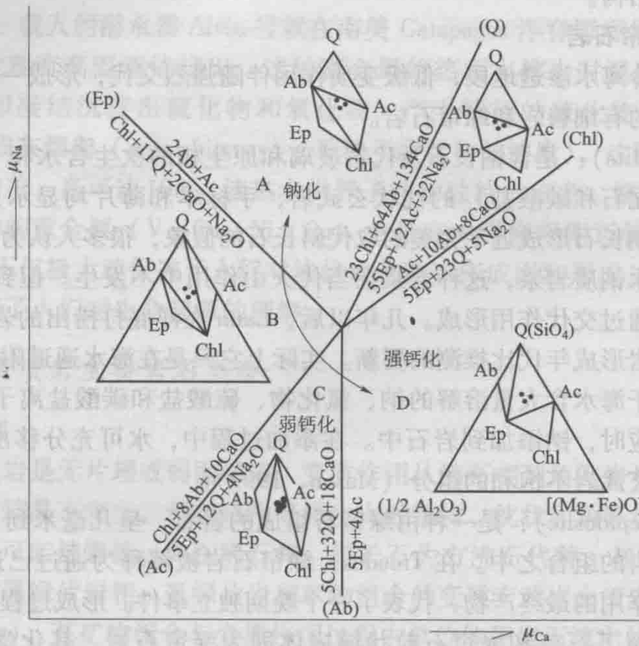


图 27－4　河南桐柏变质海相火山岩系的钠化和钙化矿物共生的 $\mu_{Na}-\mu_{Ca}$ 图解

（据王仁民和陈珍珍，1980）

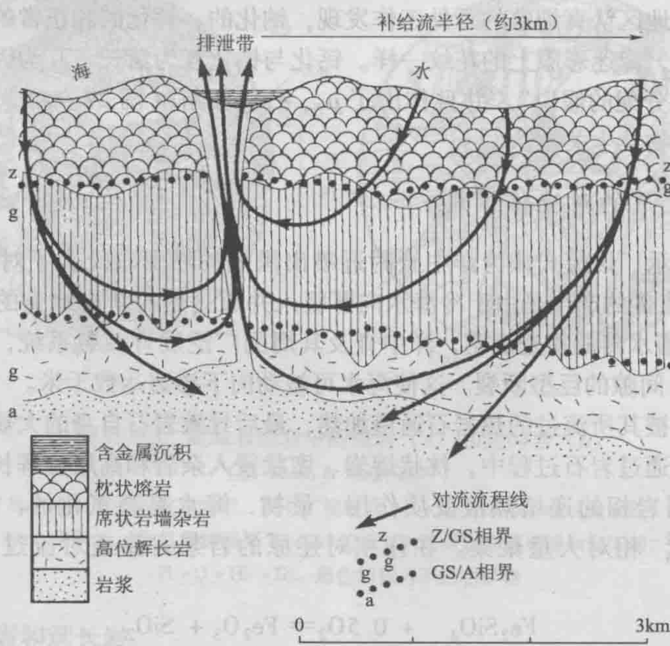


图 27－5　洋中脊附近海水的热液循环模式

（据 Grass & Smewing，1981；转引自 Mason & Sang，2007）

垂直比例尺与水平比例尺近似，表示了岩石由海水蚀变形成的变质相边界

在循环系统底部，一些循环卤水与岩浆接触，流体为辉长岩浆加热，当返回地表时，沿断裂面开辟通道。在循环通过热地壳过程中，海水中止氧化，然后对流流体从岩石中滤取金属 Fe、Mn、Zn、Pb、Ni、Co、Ag 和 Au，并使氧化硅再分配。

二、埋藏变质岩

沉积岩的成岩作用大部分包括压实作用引起的沉积物孔隙度减少，但也有重结晶作用。变质作用通常发生在比成岩作用较高的温压条件下，但是两个过程中物理化学机制的本质特征是一样的，这使得二者之间渐变过渡、没有明显的界限，定义成岩作用和变质作用的界限问题一直没有很清楚地解决（Kornprobst，2002）。埋藏变质作用又称**近变质作用**（anchimetamorphism），是指从成岩作用向低级变质作用的转变过程，又常常称为**很低级变质作用**（very low-grade metamorphism）。但这三个概念范畴并不完全相同。很低级变质指的是很低温变质，包括沸石相、葡萄石－绿纤石相和蓝片岩相。埋藏变质（Coombs，1961）和近变质（Kübler，1967）指的都是从成岩作用到低级变质作用之间的很低级过渡带，都不包括蓝片岩相。尽管二者定义相同但由于研究者（沉积岩石学家，粘土矿物学家或变质岩石学家）、主要研究对象（矿物组合或粘土矿物）、主要研究方法（共生分析或现代测试技术）不同，造成埋藏变质和近变质有不同的名词系统，彼此不能严格相对应。作为岩石学教材，本章主要按埋藏变质相（沸石相和葡萄石－绿纤石相）介绍埋藏变质岩石，同时也扼要介绍近变质研究方法。由于埋藏变质与石油、天然气和煤等能源矿产紧密联系，具有重要理论意义和实际意义，所以近年来埋藏变质岩，受到广泛重视，研究进展很快。

（一）埋藏变质与近变质

前已述及，埋藏变质根据矿物组合将从成岩作用到低级变质作用之间的很低级过渡带划分为沸石相和葡萄石－绿纤石相，关于这点我们在后面会详细介绍。

近变质带的划分，Kubler（1967）以泥质岩为主要研究对象，泥质岩在盆地中广泛分布，但由很细小的粘土矿物组成，用常规的岩相学方法研究很低级变质非常困难，因此必须运用 X 衍射（XRD）、透射电镜（TEM）等现代微束分析技术，尤其是当泥质岩化学成分不可能出现黑硬绿泥石（Stp）、硬绿泥石（Cld）等指示矿物时尤为必要。Kubler（1967）将粘土矿物学 X 衍射技术运用于很低级变质的系统性区域研究，通过测定伊利石－白云母 X 衍射峰剖面的变化技术，为很低级变质泥质岩中最常见的粘土矿物系列提供了一个具体的近变质参数，即**伊利石结晶度**（illite crystallinity）。

伊利石结晶度测定的是面网间距约为 1nm 的二八面体伊利石－白云母的底面反射峰的形状的变化。对于 1nm 反射峰测定方法有很多种，而 Kübler 首创的方法应用最广，其方法是测量 1nm 峰的半高宽（图 27－6），后来表示为布拉格角的差值。这一测量值被称为 **Kübler 指数**（Kübler index，*KI*）。从图 27－6 可看出，变质级的增加 X 衍射图上反映为伊利石－白云母 1nm 衍射峰的宽度变窄，从未变质泥岩中伊利石的宽峰（左图）变为低级变质板岩中白云母或多硅白云母的尖峰（右图）。

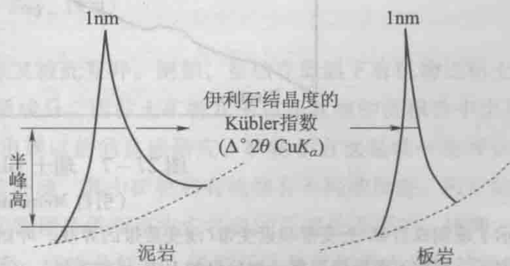


图 27－6　伊利石结晶度 Kübler 指数的测量

（Merriman and Peacor，1999）

根据 Kübler 指数 *KI*，从成岩作用到低级变质作用之间的很低级过渡带变质泥质岩的类型可分出**晚期成岩带**（late diagenetic zone，$1 > KI > 0.42$）和**近变带**（anchizone，0.42 >

KI >0.25）两个带；近变带之下的低级变质带称为**浅变带**（epizone，*KI* <0.25），晚期成岩带之上的未变质带称为**早期成岩带**（early diagenetic zone，*KI* >1）。

透射电镜（TEM）也被广泛应用于很低级变质作用的研究中，它可提供近原子级分辨率的结构信息及晶体构造信息，一般在（001）面上形成晶格衍射图像。通过 TEM 图像可直接观测晶体形貌，测量雏晶大小的分布状况。TEM 与 XRD 的研究表明：随着变质级的增加，伊利石结晶度在减少，而伊利石晶体粒度在增大，二者有很好的相关关系，这符合 Ostwald 相律，即晶体趋于向表面积增大、自由能减少的稳定态发展。此外，**镜质体反射率**（vitrinite reflectance）测量也是现代很低级变质作用研究的有效手段。

瑞士 Glarus 阿尔卑斯地区是研究很低级变质作用的一个经典地区，有 40 多年研究历史。该区不仅用指示矿物、矿物组合划分了埋藏变质相，而且用伊利石结晶度技术划分了近变质分带，同时还作了镜质体反射率和流体包裹体测量。从该区变质图（图 27－7）可以看出，埋藏变质与近变质不同的名词系统之间的对应关系：晚期成岩带相当于沸石相，近变带相当于葡萄石－绿纤石相。



图 27－7　瑞士 Glarus 阿尔卑斯变质图

（引自 Merriman & Frey，1999）

表示了晚期成岩带/近变带和近变带/浅变质带的界线。叶蜡石（Prl）、黑硬绿泥石（Stp）、黑云母（Bi）等变线用连续线表示；根据石英脉微温度计划分出的 HHC（高碳氢）/CH_4 和 CH_4/H_2O 界限，按流体包裹体数据表示为虚线；图中还表示了 Taveyanne 硬砂岩中含特征矿物的位置。Chur 以西有 2 个硬绿泥石（Cld）产地，用黑色菱形块标出

【变质泥质岩分带与盆地成熟度】

当盆地充填沉降之时，沉积物中的有机物会因埋藏而发生一系列的不可逆反应。此类反应具有成油、成气和成煤的趋势，因而是**盆地成熟度**（basin maturity）的重要方面。估算热成熟化的时间、埋藏的最大深度及盆地的发育，包括后期的隆升，是评估碳氢化合物的潜能和远景的重要因素。盆地成熟度研究大多凭借有机物为标志，如镜质体反射率。它能测量植物或木质碎屑因挥发分连续丢失和成熟过程中的初始石墨化而引起光学性质变化。对于估算沉积物中分散的有机物质点，对于估算最高温度最为适用，并可用于指示煤的成熟度和等级。Horsfield & Rullkötter（1994）用镜质体反射率值（R_r），将沉积物中有机质的成熟度分为与成煤、成气有关的3阶段：成岩阶段（$R_r<0.5\%$）形成干酪根，是石油的前身，接着的**后成**（catagenesis）阶段（$0.5\%<R_r<1.0\%$）是石油形成的主要阶段，石油裂解产生碳氢化合物气体（湿气）出现在晚期后成阶段。在**变生**（metagenesis）阶段（$2.0\%<R_r<4.0\%$）则只产生干气，主要是甲烷。这些阶段可以与煤的等级，粘土矿物的连续反应和变泥质岩的分带对比，如图27-8所示。图左侧依据伊利石结晶度、TEM测定的伊利石晶片厚度、伊蒙混层中伊利石百分含量确定的变泥质岩分带界线的深度和温度估算，是以正常地温梯度25～30℃/km为依据的。图27-8还列出了各阶段牙形石色变指数（CAI）。

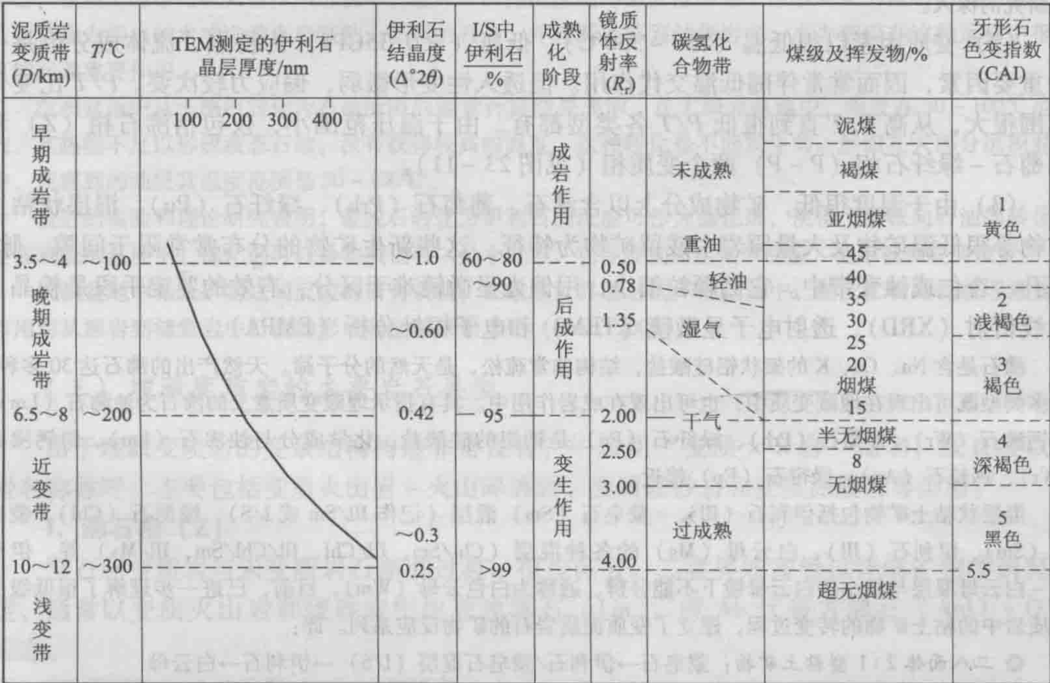


图27-8 盆地成熟度图

（据Merriman & Frey，1999）

盆地成熟度研究的矿物学方法与有机物法各有优点又彼此互补。例如，虽然在低温下有机物比粘土更易于反应，但它们在许多沉积序列中是一种稀少的物质成分。而粘土矿物几乎总在盆地的沉积物中出现，所以在一些无生物的红层沉积中，以及一些陆生植物出现以前的盆地研究，矿物学方法是唯一的评估方法。图27-8所示的对比表可用以建立盆地类型或构造环境，其中矿物和有机物有不同的反应。但矿物学方法与有机物法对比是困难的，难度在于对沉积深埋的物理条件而言它们各自的反应是不同的。比如，在某些盆地中，高于正常地温梯度能加速有机物的成熟度，同样条件下，伊利石结晶度却没有相应的效应。其他一些地区快速沉积深埋或者超压，使挥发分不会逃逸而阻止有机物的成熟。变形所引起的岩石应变会提高镜质体的成熟度并促进伊利石的晶体生长（Merriman & Frey，1999）。所以图27-8所表示的泥质岩变

质分带与盆地成熟度等分带对比是大体相当的。

(二)埋藏变质岩的一般特点

(1)出现在造山变质(区域变质)和洋底变质的很低级部分,或独立出现在强烈坳陷盆地沉积的下部,与未变质沉积岩、火山岩渐变过渡。

世界许多地方都报导有埋藏变质存在,可出现在太古宙直到新生代的整个地质时代,但大多数集中在环太平洋区域的中新生代变质地体之中。它们包括所有4个 P/T 比类型:很低 P/T 埋藏变质是洋底变质的很低温部分,发育在扩张的洋中脊,可以在诸如塞浦路斯 Troodos 等蛇绿岩系中识别出来;低 P/T 埋藏变质以日本 Tanzawa(丹泽)地区为代表;中 P/T 埋藏变质典型地区新西兰南岛 Taringatura 地区是 Coombs(1961)定义埋藏变质的地区;高 P/T 埋藏变质发生在俯冲带,以美国加州 Franciscan 俯冲变质杂岩为代表(Miyashiro,1994;Merriman & Frey,1999)。

我国埋藏变质研究起步较晚。20世纪80年代,董申保院士领导的1:400万中国变质地质图编制工作确定了新疆(低-中 P/T)、西藏和台湾(高 P/T)等地的埋藏变质岩(董申保等,1986),为我国埋藏变质研究奠定了基础。90年代以来,油气勘探的发展有力地促进了鄂尔多斯盆地(张立飞等,1992)、右江盆地(燕守勋,2003;索书田等,1998)、若尔盖盆地(Wang et al. 2008;汤艳等,2007)等靶区埋藏变质研究的深入。

(2)变质因素以很低温(150~350℃)、低压(<0.35GPa)为特点,流体成分也是一个重要因素,因而常常伴随低温交代作用。但透入性变形微弱,偏应力较次要。P/T 比变化范围很大,从高 P/T 直到很低 P/T 各类型都有。由于温压范围小,仅包括沸石相(Z)和葡萄石-绿纤石相(P-P)两个变质相(见图23-11)。

(3)由于温度很低,矿物成分上以含沸石、葡萄石(Prh)、绿纤石(Pu)、混层状粘土矿物等很低温矿物及大量原岩中残留矿物为特征。这些新生矿物的分布常常限于间隙、脉、气孔、杏仁或蚀变带中。它们颗粒细小,用偏光显微镜难于区分,有效的鉴定手段是粉晶X射线衍射(XRD)、透射电子显微镜(TEM)和电子探针分析(EMPA)。

沸石是含 Na、Ca、K 的架状铝硅酸盐,结构非常疏松,是天然的分子筛。天然产出的沸石达30多种,许多类型既可出现在埋藏变质中,也可出现在成岩作用中。具有指示埋藏变质意义的沸石为浊沸石(Lm)、斜钙沸石(Wr);葡萄石(Prh)、绿纤石(Pu)是钙铝的硅酸盐,化学成分与浊沸石(Lm)、斜钙沸石(Wr)、钙长石(An)、绿帘石(Ep)接近。

混层状粘土矿物包括伊利石(Ill)-蒙皂石(Sm)混层(记作 Ill/Sm 或 I/S)、绿泥石(Chl)、蒙皂石(Sm)、伊利石(Ill)、白云母(Ms)的各种混层(Chl/Sm、Ill/Chl、Ill/Chl/Sm,Ill/Ms)等。伊利石-白云母混层与细小的白云母镜下不能分辨,通称为白色云母(Wm)。目前,已进一步理解了很低级变泥质岩中的粘土矿物的转变过程,建立了变质泥质岩石的矿物反应系列。即:

◎ *二八面体2:1型粘土矿物*:蒙皂石→伊利石/蒙皂石混层(I/S)→伊利石→白云母

◎ *三八面体2:1型粘土矿物*:蒙皂石→绿泥石/蒙皂石混层(Chl/Sm)→绿泥石

◎ *高岭石1:1型和叶蜡石*:高岭石→地开石/珍珠陶土→叶蜡石

Kübler 指数及其所界定的泥质变质岩分带序列,实际上是与蒙皂石→I/S→伊利石→白云母系列(系列1)所进行的反应进程相关联的(Merriman & Peacor,1999)。

(4)岩石无片理,变余结构构造发育,原生的沉积、火山或火山碎屑结构等结构,原生的层理、气孔等构造保留完好,外貌上与未遭受变质的原岩很难区分。

(5)由于温度很低,通常缺乏与埋藏变质相关的岩浆活动。

(6)与石油、天然气和煤等能源矿产紧密联系。

在成岩-很低级变质阶段,随着变质程度的增加,油气演化阶段从石油-湿气-干气变化,煤则经历由泥煤-烟煤-无烟煤的变化过程。因此,石油、天然气、煤等能源矿产与埋藏变质作用关系密切(毕先梅和莫宣学,1998)。Best(2003)说明了泥岩的埋藏变质作用

与石油的形成和运移有密切关系。

【泥岩的埋藏变质作用与石油的形成和运移的关系】

据 Best（2003），石油来源于生物残骸主要是植物物质的不完全氧化，生物残骸与粘土以及其他细粒沉积物一起沉积在盆地中。随着时间推移，由于新的沉积物不断覆盖，这些泥土和生物残骸在盆地中变得越来越深，温度也随之在增加。当温度升到约50℃时，生物残骸转化为黑色固态的复杂碳氢化合物，称为**干酪根**（kerogen）。随着进一步埋深，当温度从50℃升到100℃时，固态的干酪根转变为液态的碳氢化合物，称为原油。

从这点来说，原油是一个粘性的液体，在盆地内细粒分散并粘附在粘土和其他沉积质点颗粒之中。当油井钻遇到这些物质时，并不能采到石油，因为原油太过广泛分散，并粘附在沉积颗粒中，而不能从岩石中流到井内。为了使石油变得可采，首先必须将其从源岩中移出，并在储集岩中聚集。是什么使得石油从富粘土的源岩中移出，最终又在别处聚集呢？

蒙皂石是风化形成的最丰富的粘土矿物，随后在盆地中沉积。当温度随着埋深从50℃上升到100℃时，蒙皂石经变质作用转化为另一个粘土矿物伊利石。因此，伊利石是页岩中含量最丰富的成分。

蒙皂石含有40%的水；伊利石只含有少量水。因此，当蒙脱石向伊利石转化时，大量的水会从岩石中排出。在粘土的很低级变质作用过程中，这种水的排出发生的温度范围与干酪根转化为液态油的相同。随后这种强力排出的水冲洗着来自富粘土源岩的石油，并将其运移到储集岩中。水力破碎在这种运移中很有可能起着重要作用。

沉积盆地中从干酪根转化为石油所需的能量计算结果表明，在大部分盆地中，温度在50～100℃范围内，其热能不足以形成液态石油。没有获得较高的温度，这种转化是不能发生的。然而在大部分沉积盆地中，观察到的油层其温度范围是50～100℃。

最近的实验和理论研究表明，蒙脱石转化为伊利石的反应可作为催化剂，使得干酪根向石油的转化发生在较低的温度下。催化剂可以是物质也可以是个过程，它导致或加速化学反应，但不被反应所改变。

沉积盆地中粘土矿物之间反应的研究表明，在很多世界著名的产油盆地中，粘土矿物的低级埋藏变质作用对从源岩到储集岩中石油的形成和运移都很重要（Best，2003）。

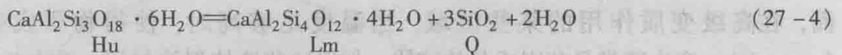
（三）埋藏变质岩的主要岩石类型

由于埋藏变质岩的变余结构构造非常发育，一般用“变质××岩”命名，或直接以原岩名称称呼。主要包括变质火山岩-火山碎屑岩、变质硬砂岩和变质泥质岩等类型。

1. 沸石相（Z）

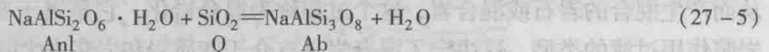
沸石相变质岩与未变质岩石渐变过渡，很难区分。二者界线需经过详细矿物学研究确定，通常以变质火山岩和硬砂岩中出现浊沸石（Lm），或 Ab 代替方沸石（Anl）+ Q 为标志。

浊沸石（Lm）由片沸石（Hu）分解而成：



$$\underset{\text{Hu}}{CaAl_2Si_3O_{18}\cdot 6H_2O} = \underset{\text{Lm}}{CaAl_2Si_4O_{12}\cdot 4H_2O} + \underset{\text{Q}}{3SiO_2} + 2H_2O \qquad (27-4)$$

Ab 代替 Anl + Q 的变质反应为（图23-11反应①）：



$$\underset{\text{Anl}}{NaAlSi_2O_6\cdot H_2O} + \underset{\text{Q}}{SiO_2} = \underset{\text{Ab}}{NaAlSi_3O_8} + H_2O \qquad (27-5)$$

这些反应估计的成岩作用与变质作用温度界限在150～200℃之间。当然，由于是脱水反应，平衡温度受流体成分影响显著。

图27-9是沸石相ACF、AFM图。不过，埋藏变质岩石很难达到化学平衡，许多观察表明，即使在一块薄片范围内也未接近平衡（Miyashiro，1994），因此，这些共生图解仅供参考。如图27-9所示，沸石相典型的矿物组合为：① Kao（高岭石）+ Ill/Sm + Chl/Sm + Wm（白色云母）+ Q（泥质）；② Q + Ab + Lm + Chl + Wm + Ill/Chl（长英质：中酸性火山岩、硬砂岩）；③ Ab + Lm + Prh + Chl + Q（基性火山岩）。

由于浊沸石、葡萄石是富钙的矿物，因此，它们出现在变质火山岩、火山碎屑岩和硬砂

岩中，由火山玻璃、斜长石等火山物质形成，而不能出现在贫钙的变质泥质岩中。变泥质岩中无指示矿物出现，只表现为伊利石结晶度 KI 的变化：$KI<1$ 标志着埋藏变质的开始，大体上在 Z 相，$1>KI>0.42$。

图 27－9　沸石相 ACF、AFM 图

（据 Raymond，1995，略有修改）

2. 葡萄石－绿纤石相（P－P）

岩石结晶程度比沸石相稍高。矿物成分以变质火山岩、硬砂岩中浊沸石（Lm）消失，绿纤石（Pu）出现，富铁的变质泥质岩和长英质岩石中黑硬绿泥石（Stp）出现为特征（图 27－10）。在该相，$0.42>KI>0.25$。此外，该相中部变泥质岩开始出现微弱板劈理而成为板岩。

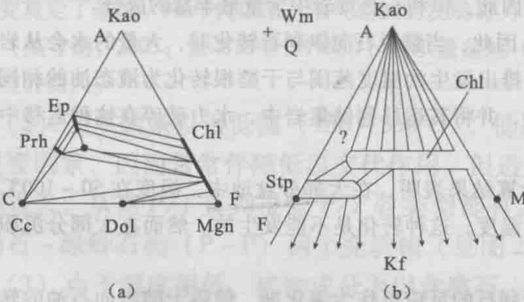


图 27－10　葡萄石－绿纤石相 ACF 图（a）和 AFM 图（b）

（据 Raymond，1995）

如图 27－10 所示，该相典型矿物组合为：① Wm + Chl/Sm + Stp + Ab（泥质）；② Q + Ab + Wm + Stp + Prh + Pu + Chl（长英质）；③ Prh + Ab + Pu + Chl + Ep + Q（基性）。

在 $P<0.3\text{GPa}$，$T=200-300℃$ 下，发生浊沸石（Lm）消失反应，伴随斜钙沸石（Wr）生成（图 23－11 反应②）：



$$\text{Lm} = \text{Wr} + 2\text{H}_2\text{O} \qquad (27-6)$$

绿纤石（Pu）在约 260℃ 由葡萄石（Prh）和绿泥石（Chl）水化形成：



$$\text{Chl} + 4\text{Prh} + \text{H}_2\text{O} = 2\text{Pu} + 2\text{SiO}_2 \qquad (27-7)$$

若溶液中含硅，则反应（27－4）平衡温度增加。

黑硬绿泥石（Stp）由下列反应生成：



$$\text{Chl} + \text{Kf} + \text{Mt}（磁铁矿）= \text{Stp} \qquad (27-8)$$

黑硬绿泥石是脆云母族的富铁层状硅酸盐，手标本乃至偏光显微镜下都很难与黑云母相区分。但｛001｝解理不如黑云母完全，且有垂直｛001｝的另一组解理，近消光位时不出现黑云母的斑点状外貌。

三、混　合　岩

作为固体状态下的结晶过程，变质作用原则上是不同于硅酸盐熔体参与的岩浆作用。然而，在高级变质作用的某些区域，当温度足够高时，使得物质发生部分熔融，即**深熔**（anatexis），产生通常是花岗成分的液体。如果这些液体保持封闭，并在生成它们的岩体内结晶，从而产生混合的岩石或混合岩，这个过程称为混合岩化，它是属于变质作用范畴，是变质作用向岩浆作用过渡的类型，这决定了混合岩具有介于变质岩和岩浆岩之间的地质学、岩石学特征。

（一）混合岩的地质学特征

混合岩大面积分布在前寒武纪地盾区和显生宙岛弧带、大碰撞带、大陆拉张带低－中 P/T 区域变质区，与中、高级区域变质岩及花岗岩类深成侵入体共生和相互过渡。通常不出现在俯冲带。

图 27－11 所示的德国布拉克－佛莱斯特（Mt. Black Forest）深熔岩体地质图很好地显

示了混合岩（图中称为**半熔岩** metatexite）与中、高级区域变质岩（正、副片麻岩）及花岗岩类深成侵入体（图中称为**全熔岩** diatexite，中心为均质的花岗岩，边缘为含大量变质岩包体的非均质花岗岩）共生，和片麻岩→混合岩→非均质花岗岩→均质花岗岩相互过渡，岩石分布与构造线方向（图中线条所示）相协调。



图 27－11　德国布拉克－佛莱斯特深熔岩体图

（据 Mehnert，1968）

1—花岗斑岩；2—细晶花岗岩；3—均质全熔岩；4—非均质全熔岩；

5—半熔岩（混合岩）；6—正片麻岩；7—副片麻岩；8—角闪岩

混合岩也出现在花岗质侵入体接触晕内带，与中高级接触变质岩伴生，如沙特阿拉伯 Jebel Dhuya 花岗岩岩株（图 27－12）和我国周口店花岗闪长岩岩株接触晕内带所见。通常把这种分布在接触晕内带，与中高级接触变质岩共生的混合岩称为**边缘混合岩**（marginal migmatite），而把分布在区域变质带，与中高级区域变质岩共生的混合岩称为**区域混合岩**（regional migmatite）。然而，从 Flood & Vernon（1978）的深成岩体底辟侵位模型（图 27－13）可看出，这两类混合岩有紧密的成因联系和空间关系，出现在接触晕的内带的"边缘混合岩"不能被认为是原地的，而是来自深部的"区域混合岩"。

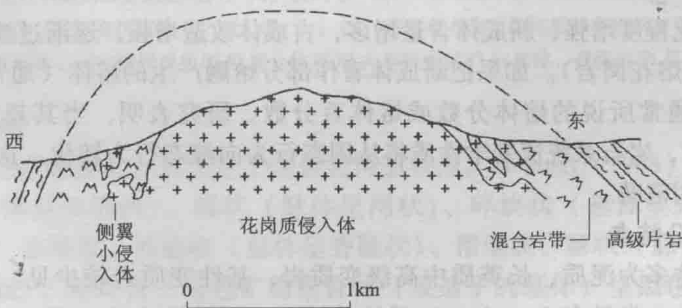


图 27－12　沙特阿拉伯 Jebel Dhuya 花岗岩岩株及接触晕内带混合岩剖面图

（据 Mason & Sang，2007）

（二）混合岩的岩石学特征

1. 混合岩的基本组成

通常认为混合岩由暗色的**基体**（substrate）和浅色的**脉体**（vein material）两个基本组成部分组成。基体是角闪岩相或麻粒岩相变质岩，代表混合岩原岩，但或多或少受到改造。脉体是长英质或花岗质物质，代表混合岩中新生的部分。Mehnert（1968）把混合岩两个基本组成部分分别称为**古成体**（paleosome）和**新成体**（neosome）。他注意到脉体通常具有暗色矿物聚集而成的壁或帮，称为**暗色体**（melanosome），相应地将主体浅色长英质部分称为**浅色体**（leucosome）。Johannes（1983）考虑到混合岩成因的复杂性，许多情况下“新成体”并非由“古成体”原地改造形成，因此描述时不宜用“古成体”、“新成体”这些有成因意义的名词。鉴于与浅色体和暗色体相比，“古成体”具中间色调，可称为**中色体**（mesosome），因此他建议以“浅色体”、“中色体”和“暗色体”这些不具成因意义纯描述性名词描述混合岩（图 27－14）。目前 Johannes（1983）的混合岩描述方法被越来越多的人采用。

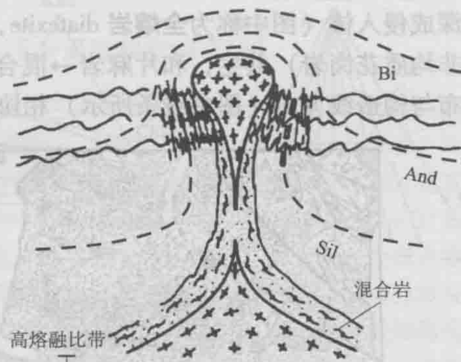


图 27－13　深成岩体底辟侵位模型

（据 Flood & Vernon，1978；引自 Kornprobst，2002）

来自下地壳带大面积熔融的深成岩体向地表移动，其驱动力是建立在花岗岩岩浆相对围岩密度较低基础上的阿基米德效应。深处侵入体直接接触物质的高温促进了这一上升，并伴随着它的运动。从这个角度上，出现在接触晕的内带的混合岩不能被认为是原地的。侵入体周围总的热配置导致区域等温线的渐进变形，而不是简单的扩散模型

Mehnert（1968）		照片（长边5cm）	Johannes（1983）	程裕淇等（1963）
古成体paleosome			中色体mesosome	基体substrate
新成体neosome	暗色体melanosome		暗色体melanosome	
	浅色体leucosome		浅色体leucosome	脉体vein
	暗色体melanosome		暗色体melanosome	基体substrate
古成体paleosome			中色体mesosome	

图 27－14　混合岩基本组成描述术语对照

随着混合岩化程度增强，新成体含量增多，古成体改造增强，逐渐过渡为片麻状花岗岩（混合花岗岩或深熔花岗岩）。如果把新成体看作部分熔融产生的熔体（通常也是这样），则新成体含量就是通常所说的熔体分数或熔体百分数。研究表明，当其超过临界熔体分数（40% ±10%）时，岩石系统流变学性质将从固态行为向液态行为转化，这意味着从变质作用进入到岩浆作用范畴。

2. 混合岩成分特点

混合岩古成体多为泥质、长英质中高级变质岩，基性变质岩较少见。浅色体为长英质的，在化学成分上，常具有 Q－Ab－Or 系统共结点或同结线成分（图 27－15），说明它们是泥质长英质变质岩部分熔融产物。这样，暗色体黑云母、石榴子石等就可能是不熔残余。即使是长英质片麻岩，其成分也往往偏离同结线。

在相同混合岩化条件下，泥质、长英质变质岩比基性变质岩明显易受混合改造（易熔），而钙质、镁质变质岩一般不受混合岩化影响（抗熔）。

3. 混合岩的结构

在结构方面，古成体具鳞片花岗变晶结构等变晶结构和交代结构，往往强面理化。新成体和片麻状花岗岩（深熔花岗岩）通常具半自形粒状结构等熔体结晶结构和交代结构，定向性较古成体弱。普遍发育交代结构是混合岩结构的明显特点。随着混合岩化增强，交代结构趋于更发育。研究表明，混合岩中交代结构常常是部分熔融的结构证据：古成体中交代结构往往是部分熔融结构（图 27－16 a，b），而新成体和片麻状花岗岩的交代结构往往是熔融残留结构（图 27－16 c，d）。

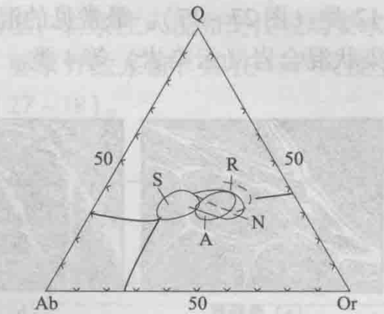


图 27－15　四个混合岩区浅色体 CIPW 标准矿物 Q－Ab－Or 成分对比图

（据 Johannes，1981）

A—瑞典 Arvika；N—挪威 Nelaug；R—芬兰 Rantasalmi；S—德国 Schauinsland。Q－Ab－Or 相图据 Luth（1964），同结线压力 P_{H_2O} =0.5GPa

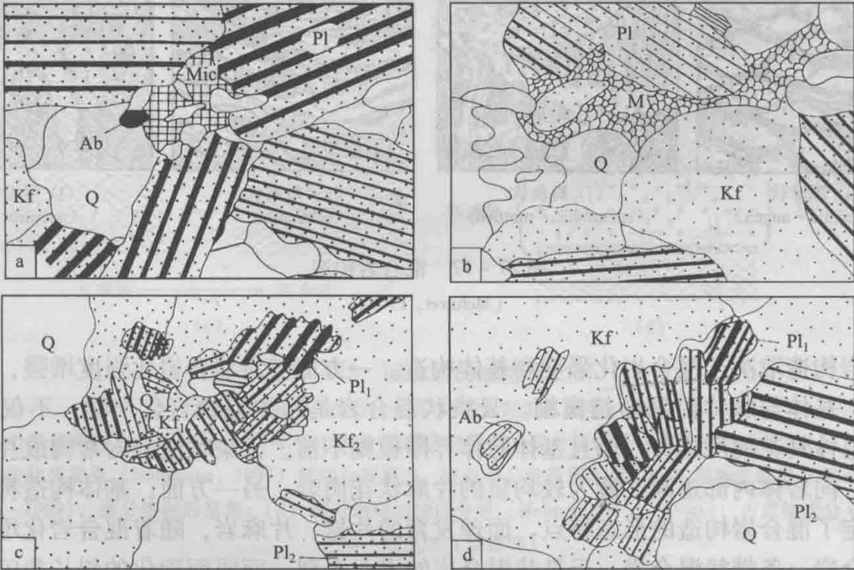


图 27－16　部分熔融的结构证据（湖北罗田九资河，正交偏光，长边长 3mm）

（王强素描；据桑隆康等，2000）

（a）（b）大别正片麻岩的部分熔融结构：（a）粒间 Q－Mic－Ab 蠕虫状交生体交代熔蚀 Pl、Q；（b）粒间长英质微粒交生体（M）交代熔蚀 Kf、Pl、Q；（c）（d）片麻状花岗岩的熔融残留结构：（c）残留的奥长花岗质片麻岩包体，（d）粒间残留的 Pl 集合体和 Kf 内部残留的 Pl 包裹体，残留的 Pl 具 Ab 反应净边

4. 混合岩构造

基体与脉体的空间排布方式决定了混合岩构造特点。Mehnert（1968）将混合岩按构造分为角砾状（基体呈角砾状）、网状（脉体呈网状）、碎块状（基体呈碎块状）、细脉状（脉体呈细脉状）、条带状、香肠状（脉体呈香肠状）、褶皱状、肠状（脉体呈肠状）、眼球状（脉体呈眼球状）、斑块状（暗色矿物集合体（改造了的基体）呈黑色斑块分布于脉体中）。析离状（暗色矿物集合体（改造了的基体）呈拉长的条片（析离体）分布于脉体中）和云染状（基体脉体界限模糊，仅隐约可见少量暗色矿物排列而保存下来的原岩构造残迹）

等12类（图27－17）。最常见的混合岩有角砾状混合岩、眼球状混合岩、条带状混合岩和云染状混合岩（云染岩）等4类。

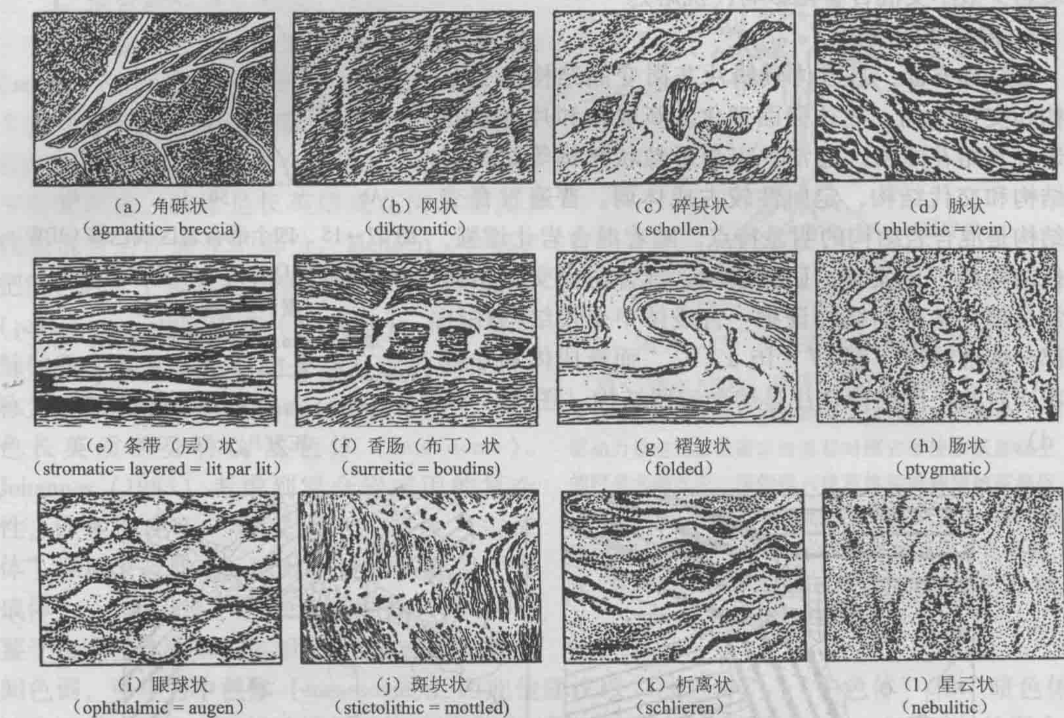


图27－17　混合岩构造

（Mehnert，1968）

混合岩构造取决于混合岩化强度和基体构造。一方面随着混合岩化强度增强，脉体含量逐渐增多，基体与脉体界限渐趋模糊。云染状混合岩是强烈混合岩化产物，不仅脉体含量高，岩石总体具花岗质成分，而且基体脉体界限模糊不清。云染状混合岩常构成片麻状花岗岩体边部，向岩体内部逐渐过渡为较均质的片麻状花岗岩。另一方面，基体构造特点在很大程度上决定了混合岩构造的形态特点。面理发育的片岩、片麻岩，随着混合岩化增强，出现眼球状混合岩→条带状混合岩→云染状混合岩的岩石系列。而弱面理化的斜长角闪岩，随着混合岩化增强，则出现细脉状混合岩→角砾状混合岩→云染状混合岩的岩石系列。

在一些高级片麻岩发育的地区，常常见到以上的混合岩构造，它们是恢复区域构造－岩石地层单位的依据。需要逐个露头，仔细观察，追索块状残留体（如角闪岩）与面理发育的片麻岩之间的界线，往往可以勾绘出原基性侵入体的轮廓；对于明显具定向性的构造，要三维地进行观察，并将查明的面理/线理产状作出详细记录并标于图上，这样若干个露头联系起来，看似复杂的片麻岩区构造，有可能会得到合理的解析。

（三）混合岩的成因

混合岩作为一个特殊岩石类型，一直受到岩石学家的重视，其成因与花岗岩成因密切相关，在历史上有过长期激烈的争论。迄今人们对混合岩形成机制的看法，可归纳为深熔（即部分熔融）、岩浆注入、交代和变质分异四种基本机制。其中，岩浆注入说和深熔说均把混合岩化过程看作岩浆过程，需要有伴生的花岗质岩体。交代说和变质分异说均把混合岩

化过程归为变质过程，不需要花岗质岩体伴生。从化学角度，岩浆注入说和交代说均要求开放系统（以 $1m^3$ 尺度为准）。而深熔说和变质分异说均不要求开放系统，即在 $1m^3$ 尺度上，形成混合岩系统是封闭的，要求质量平衡（表 27－1；图 27－18）。

表 27－1　混合岩形成机制

过　程	要求开放系统	不要求开放系统
岩浆过程	岩浆注入	深熔
变质过程	交代	变质分异（化学的或机械的）
联合过程	交代＋熔融；变形＋岩浆注入	韧性剪切＋深熔；深熔＋变质分异

（据 Raymond，1995，修改简化）

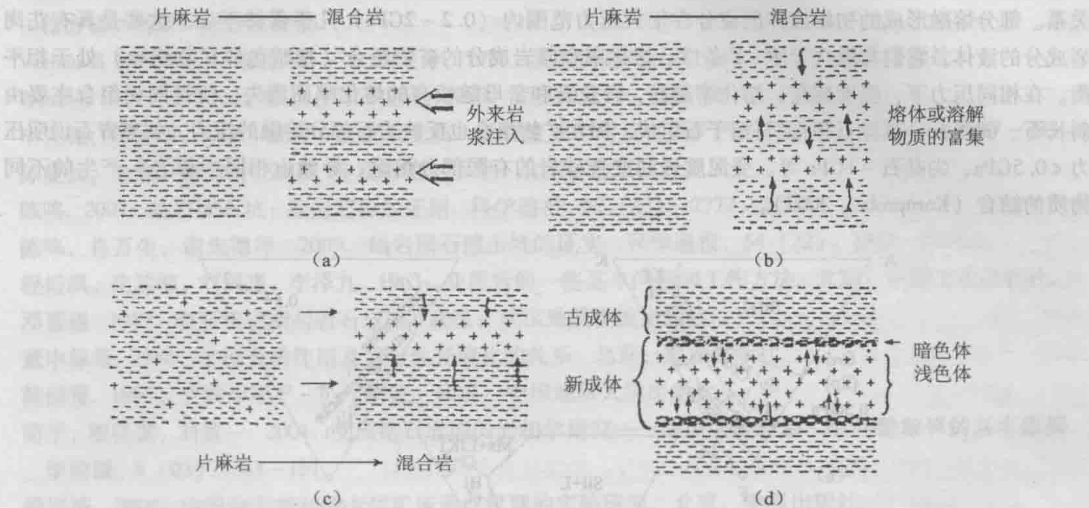


图 27－18　混合岩的成因模式图

（据 Atherton & Gribble，1983；转引自王仁民等，1989）

（a）外来岩浆注入（Sederholm，1907～1934）脉混合岩模式，混合流体来自附近的花岗岩；（b）熔体或溶解物质富集（Holmquist，1907）脉熔合岩模式，流体来自变质岩本身；（c）原地生成说（Winkler，1961～1969），部分熔融后富集；（d）部分熔融加变质分异（Mehnert，1951～1968），古成体成分＝浅色体＋暗色体（新成体）

混合岩成因的岩浆注入模式由 Sederholm（1934）提出，认为混合岩是外来的花岗质岩浆注入片岩、片麻岩所形成（图 27－18a）。脉体的扩容现象、脉体穿插不同围岩及脉体互相穿插等是岩浆注入的地质证据。

混合岩成因的交代模式是 Read（1931）、Wegmann（1935）等提出，认为混合岩是深部上升的岩汁（ichor）交代原岩而形成的。岩汁是一种高化学活动性、具高渗透能力的液体，富含 K、Na、Si 等组分。在混合岩区外围，它交代围岩形成长石斑晶和各种不规则脉体。在混合岩区中心，则渗透围岩形成云染状混合岩。进一步产生新的熔浆，即再生岩浆，形成花岗岩。该模式较好地解决了花岗岩的空间问题，较好地解释了花岗岩－混合岩－变质岩的渐变过渡、混合岩中广泛的交代结构显示 Si、K、Na 的带入和 Fe、Mg、Ca 的带出等地质现象，曾在很长一段时间内非常流行。但缺乏实验证据和对“岩汁”来源的论证。

Holmquist（1907）提出的脉熔合岩模式，把混合岩成因解释为岩石内部熔体或溶解物质迁移富集的结果（图 27－18b），脉体来自变质岩本身。其中，溶解物质的迁移富集符合变质分异的定义。

混合岩的深熔（部分熔融）成因观点，以 Winkler（1951～1979）为代表，主张混合岩是片麻岩部分熔融而成，熔融物质富集集中形成脉体（图 27－18c），因而称“半熔岩”。而花岗岩是高度熔融的结果，

称为“全熔岩”。他指出像德国布拉克－福莱斯特（图 27－11）这样的混合岩区，经岩相学详细研究没有发现碱金属从深部供给的标志。他做了一系列的深熔实验，证明片麻岩本身可以产生花岗质、花岗闪长岩质和奥长花岗岩质成分的熔体。这种熔体起初分凝为透镜体和细脉，在几厘米至几十厘米的尺度上同结晶残体分开。从大的范围内看，岩石的总成分（即脉体＋基体的和）依然是相同的。

上述四种基本机制并不是互相排斥的。实际上混合岩化过程往往是多种机制起作用的联合过程，如深熔＋变质分异（图 27－18d）、交代＋深熔、变形＋岩浆注入、韧性剪切＋深熔等。从现有资料看，深熔是混合岩形成的最主要、最普遍的方式，其他方式起辅助作用或分布较局限。

【变泥质岩的部分熔融与相关系】

图 27－19 表示了基于 Vielzeuf & Holloway（1988）变泥质岩部分熔融实验的 A′KF 系统中液相线上的相关系。部分熔融形成的初始液体的成分在很大压力范围内（0.2～2GPa）几乎保持不变。这些是具有花岗岩成分的液体，它们与取决于 $P-T$ 条件、熔化率和原岩成分的矿物组合（指暗色体矿物组合）处于相平衡。在相同压力下，温度越高，熔化率越高，钾长石和云母随较高的熔化率而消失，使得固相组合主要由斜长石、矽线石、堇青石和/或石榴子石组成。固相矿物组合也反映岩石部分熔融的压力，如堇青石说明压力 <0.5GPa，尖晶石～1GPa 等。变泥质岩和变杂砂岩的有限部分熔融，导致由相同“原岩”产生的不同物质的结合（Kornprobst，2002）。

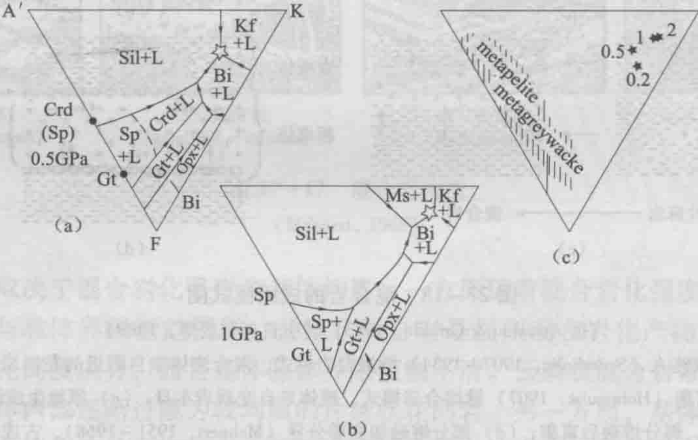


图 27－19 A′KF 体系中液相线上的相关系图

（据 Vielzeuf et al.，1988）

该系统没有考虑斜长石，便于用以表示陆壳中的**变泥质岩**（metapelite）和**变杂砂岩**（metagreywacke）（c），由于脱水反应释放的水是溶解在液体中的，因而该系统不表示自由水。图（a）和（b）表示在 0.5GPa 和 1GPa 条件下该体系中的所有组分所产生的深熔液体组成（白色星号），图（c）表示在 0.2GPa、0.5GPa、1GPa 和 2GPa 条件下产生的共熔液体成分（黑色星号）。所有变泥质岩和变杂砂岩成分的部分熔融生成具有花岗质成分的浅色体和无水或少水的暗色体，这些暗色体富集难熔矿物：矽线石（Sil），堇青石（Crd），石榴子石（Gt），尖晶石（Sp）和斜方辉石（Opx）。L—液体；Bi—黑云母；Kf—钾长石；Ms—白云母

思 考 题

1. 为什么说洋底变质是区域异化学变质？
2. 蛇绿岩杂岩有什么研究意义？
3. 比较细碧岩与绿帘石岩。

4. 试述变质基性火山岩和泥质岩中从成岩作用进入埋藏变质作用的标志。
5. 简述埋藏变质研究意义。
6. 比较沸石相与葡萄石－绿纤石相。
7. 比较：基体、脉体、古成体、新成体、浅色体、中色体、暗色体。
8. 判别混合岩化强度的标志有哪些？

第四篇参考文献

Miyashiro A（1973），周云生译. 1979. 变质作用与变质带. 北京：地质出版社.

Passchier C W，Myers J S，Kroner A（1990），朱志澄，张家声，游振东译. 1992. 高级片麻岩区野外地质工作方法. 北京：地质出版社.

Vernon R H（1976），游振东，王仁民等译，1988. 变质反应与显微构造。北京：地质出版社.

Winkler H G F（1976），张旗，周云生译. 1980. 变质岩成因. 北京：科学出版社.

毕先梅，莫宣学. 2004. 成岩－极低级变质－低级变质作用及有关矿产. 地学前缘，11（1）：287－293.

陈曼云，金巍，郑常青 . 2009. 变质岩鉴定手册 . 北京：地质出版社 .

陈鸣. 2007. 岫岩陨石坑：撞击起源的证据. 科学通报，52（23）：2777－2780.

陈鸣，肖万生，谢先德等. 2009. 岫岩陨石撞击坑的证实. 科学通报，54（22）：3507－3511.

程裕淇，沈其韩，刘国惠，李泽九. 1963. 变质岩的一些基本问题和工作方法. 北京：中国工业出版社.

邓晋福. 1987. 岩石相平衡与岩石成因. 武汉：武汉地质学院出版社.

董申保等. 1986. 中国变质作用及其与地壳演化的关系. 北京：地质出版社.

韩郁菁. 1993，变质作用 $P-T-t$ 轨迹 . 武汉：中国地质大学出版社.

简平，程裕淇，刘敦一. 2001. 变质锆石成因的岩相学研究——高级变质岩 U－Pb 年龄解释的基本依据. 地学前缘，8（03）：183－191.

梁祥济. 2000. 中国矽卡岩和矽卡岩矿床形成机理的实验研究. 北京：学苑出版社.

刘守偈，李江海，Santosh M. 2008. 内蒙古土贵乌拉孔兹岩带超高温变质作用：变质反应结构及 $P-T$ 指示. 岩石学报，24（6）：85－92.

刘援朝，倪志耀，蔡学林. 2010. 塔里木盆地北缘幔源岩石包体特征及岩石圈上地幔流变规律. 矿物岩石，30（2）：82－86.

路凤香，桑隆康. 2002. 岩石学. 北京：地质出版社.

钱祥麟，王仁民. 1994. 华北北部麻粒岩带地质演化. 北京：地震出版社.

桑隆康. 1992. 变质岩岩石学的定量分类与原岩恢复. 矿物学岩石学论丛，（8）：65－74.

桑隆康，游振东. 1992. 玲珑花岗岩的成因演化及其与鲁东金矿的关系. 地球科学，17（5）：521－529.

桑隆康，王人镜，张泽明等. 2000. 九资河－天堂寨地区燕山晚期花岗岩与大别造山带核部隆升. 地质学报，74（3）：234－246.

索书田，毕先梅，赵文霞等. 1998. 右江盆地三叠纪岩层极低级变质作用及地球动力学意义. 地质科学，33（4）：395 405.

索书田，桑隆康，韩郁菁等. 1993. 大别山前寒武纪变质地体岩石学与构造学. 武汉：中国地质大学出版社.

覃功炯，欧强，常旭. 2001. 国内外对天体撞击地球的撞击构造研究的新进展. 地学前缘，8（2）：345－352.

汤艳，桑隆康，刘嵘等. 2007. 矿物共生分析在很低级变质作用研究中的应用——以松潘－阿坝地区红参 1 井为例. 现代地质，21（3）：457－461.

王仁民，陈珍珍. 1980. 河南桐柏变质海相火山岩系的钠化和钙化及其在解决细碧岩与有关矿产成因问题上的意义. 矿物学与岩石学论丛，（1）：90－106.

王仁民，游振东，富公勤. 1989. 变质岩石学. 北京：地质出版社.

魏春景，周喜文．2008．变质相平衡的研究进展．地学前缘，10（4）：341－351．
吴元保，郑永飞．2004．锆石成因矿物学及其对U－Pb年龄解释的制约．科学通报，49（16）：1589－1603．
徐树桐，刘贻灿，江来利等．1994．大别山的构造格局和演化．北京：科学出版社．
许志琴，杨经绥，张泽明等．2005．中国大陆科学钻探终孔及研究进展．中国地质，12（2）：177－182．
燕守勋．2003．广西右江盆地利周河口剖面极低级变质带的伊利石结晶度与粘土矿物光谱标志对比研究．中国科学，33（5）：459－468．
游振东，钟增球，索书田．2007．论超高压变质的矿物学标志．现代地质，21（2）：195－202．
游振东．2007a．超高压变质带的全球分布及其大地构造意义．高校地质学报，13（3）：1－9．
游振东．2007b．超高压变质作用：地球科学的新热点．自然杂志，29（5）：255－264．
游振东，刘嵘．2008．陨石撞击构造作用的研究现状与前景．地质力学学报，14（1）：22－36．
游振东，韩郁菁，杨巍然等．1988．东秦岭大别高压超高压变质带．武汉：中国地质大学出版社．
游振东，王方正．1991．变质岩岩石学教程．武汉：中国地质大学出版社．
游振东．索书田等．1991．造山带核部杂岩变质过程与构造解析——以东秦岭为例．武汉：中国地质大学出版社．
游振东，陈能松，张泽明．1996．中国桐柏大别构造带变质演化的岩石学证迹．地球学报，17（增刊）：16－22．
游振东，钟增球，张泽明．1999．桐柏－大别山区高压变质相的构造配置．地学前缘，6（4）：237－245．
张立飞．2007．极端条件下的变质作用——变质地质学研究的前沿．地学前缘，14（1）：33－42．
张立飞，王启明，任磊夫．1992．陕北鄂尔多斯盆地三叠系泥岩中粘土矿物在埋藏变质过程中的转化．中国科学（B辑），（7）：759－767．
张泽明．1992．大别山榴辉岩带的岩石学研究．见：岩石学论文集．武汉：中国地质大学出版社，197－205．
张泽明，沈昆，刘勇胜等．2007．南苏鲁造山带毛北超高压变质岩体的成因与成矿作用．岩石学报，23（12）：3095－3115．
赵一鸣，林文蔚，毕承思等．1990．中国夕卡岩矿床．北京：地质出版社．
钟增球，郭宝罗．1991．构造岩与显微构造．武汉：中国地质大学出版社．
周高志，J. G. Liou，刘源骏等．1996．湖北北部高压、超高压变质带．武汉：中国地质大学出版社．
朱志澄．1999．构造地质学．武汉：中国地质大学出版社．
Best M G. 2003. Igneous and metamorphic petrology (2nd Edition). Malden, USA: Blackwell Science Ltd.
Blatt H, Tracy R J, Owens B E. 2006, Petrology: Igneous, sedimentary, and metamorphic (3rd Edition). New York: W. H. Freeman and Company.
Brown M. 2007. Metamorphism, plate tectonics and the supercontinent cycle. Earth Science Frontiers, 14 (1): 1－15.
Carmichael D M. 1969. On the mechanisms of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 20: 244－267.
Carswell D A. 1990. Eclogite facies rocks. New York: Blackie & Son Ltd.
Carter N L, Tsenn N C. 1987. Flow properties of continental lithosphere. Tectonophysics, 136: 27－63.
Chen M, Xiao W, Xie X. 2010. Coesite and quartz characteristic of crystallization from shock-produced silica melt in the Xiuyan crater. Earth and Planetary Science Letters, 297 (1－2): 306－314.
Chopin C. 1981. Talc-phengite: A widespread assemblage in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps. J. Petrol., 22: 628－650.
Chopin C. 1984. Coesites and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: A first record and some consequence. Contr. Mineral. Petrol., 86: 107－118.
Coleman R G, Lee D E, Beatty L B et al. 1965. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. Geol. Soc. America Bull., 76: 483－508.
Earth Impact Database, 2010－7－15. http: //www. unb. ca/passc/ImpactDatabase/index. html.
England P C, Richardson S W. 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different

metamorphic environments. J. Geol. Soc. London, 134: 201 - 213.

England P C, Thompson A B. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. Journal of Petrology, 25 (4): 894 - 928.

Ernst WG, Liou J G. 2000. Ultrahigh pressure metamorphism and geodynamics in collision type orogenic belts. Bellwether Publishing Ltd. For Geological Society of America, 20 - 74; 216 - 229.

French B M. 2003. Traces of catastrophe: A handbook of shock metamorphic effect in terrestrial meteorite impact structures, 10 - 07, http: //www. Lpi. usra. Edu/publications/books/CB.

Harker A. 1960. Metamorphism. London: Methuen Co. Ltd.

Harley S L. 1998. On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism. In: Treloar P J & O'Brien P J (eds.), What drives metamorphism and metamorphic reactions? Geological Society, London, Special Publication, 138, 81 - 107.

Harley S L. 1989. The origins of granulites: A metamorphic perspective. Geol. Mag., 126: 215 - 247.

Hirsch D. 2011. Different kinds of reactions, integrating research and education, Western Washington University, http: //serc. carleton. edu/research_education/equilibria/reactioncurves. html.

Hokada T. 2001. Feldspar thermometry in ultrahigh-temperature metamorphic rocks: Evidence of crustal metamorphism attaining ~1100 ℃ in the Archaean Napier Complex, East Antarctica. American Mineralogist, 86: 932 - 938.

Horsfield B, Rullkötter J. 1994. Diagenesis, catagenesis, and metagenesis of organic matter. In: Magoon L B, Dow D G (eds.), The Petroleum System—From Source to Trop. American Association of Petroleum Geologist Memoir, 60: 189 - 199.

Jiao S, Guo J. 2011. Application of the two-feldspar geothermometer to ultrahigh-temperature (UHT) rocks in the Khondalite belt, North China craton and its implications. American Mineralogist, 96: 250 - 260.

Johannes W. 1983. On the origin of layered migmatites. In: Atherton M P, Gribble C D (eds.), Magmatites, melting and metamorphism. Shiva Publishing Ltd.

Kornprobst J. 2002. Metamorphic rocks and their geodynamic significance. New York: Kluwer Academic Publishers.

Leake B E. 1964. The chemical distinction between ortho-and para-amphibolites. J. Petrol., 5: 238 - 254.

Maruyama S, Masago H, Katayama I et al. 2010. New perspective on metamorphism and metamorphic belts. Gondwana Research, 18: 106 - 137.

Maruyama S. 1994. Plume tectonics. Journal Geological Society of Japan, 100 (1): 24 - 29.

Mason R, Sang L. 2007. Metamorphic geology. Wuhan: China University of Geosciences Press.

Mason R. 1990. Petrology of metamorphic rocks (2nd Edition). London: Uniwin Hyman ltd.

Mason R. 1999. Metamorphic petrology. Wuhan: China University of Gosciences Press.

Massonne H J, Schreyer W. 1989. Stability field of the high-pressure assemblage talc-phengite and two new phengite barometers. Eur. J. Mineral., 1: 391 - 410.

Matton G, Jébrak M, Lee J K W. 2005. Resolving the Richat enigma: Doming and hydrothermal karstification above an alkaline complex. Geology, 33 (8): 665 - 668.

Mehnert K R. 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam: Elsevier.

Merriman R J, Frey M. 1999. Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In: Frey M, Robinson D (eds.), Low-grade metamorphism. Oxford: Blackwell Science, 61 - 107.

Merriman R J, Peacor D R. 1999. Very low-grade metapelites: mineralogy, microtextures and measuring reaction progress. In: Frey M, Robinson D (eds.), Low-grade metamorphism. Oxford: Blackwell Science, 10 - 60.

Miyashiro A. 1994. Metamorphic petrology. London: UCL Press.

Niggli P. 1919. Geometrische Kristallographie. Bornträger, Leipzig.

Press F, Siever R. 1986. Earth (4th Edition). New York: W. H. Freeman and Company.

Pupin J. 1980. Zircon and granite petrology. Contrib. Mineral. Petrol., 73, 207 - 220.

Raymond L A. 1995. Petrology: The study of igneous, sedimentary, metamorphic rocks. New York: WCB

Publishers.

Raymond L A. 2002. Petrology: The study of igneous, sedimentary, metamorphic rocks (2nd Editin). New York: McGraw-Hill.

Reimold W U, Koeberl C, Gibson R L et al. 2005. Economic mineral deposits in impact structures: A review. In: Koeberl C, Henkel H (eds.), Impact tectonics. New York: Springer, 479 – 552.

Sajeev K, Osanai Y. 2003. First finding of osumilite from Highland Complex, Sri Lanka: A case of melt restite interaction resulted isobaric cooling after UHT metamorphism. Vth Hutton Symposium Abstracts, 127.

Sang L. 1991. The petrochemistry of the Lower Proterozoic metamorphic rocks from the Dabieshan-Lianyungang area, the southeastern margin of the North China Platform. Mineralogical Magazine, 55 (379): 263 – 276.

Sang L. 1997. Rock assemblages and forming age of Dabie-Tongbai complexes. J. China University of Geosciences, 8 (2): 106 – 113.

Santosh M. Sajeev K, Li J H. 2006. Extreme crustal metamorphism during Columbia supercontinent assembly: Evidence from North China Craton. Gondwana Research, 10: 256 – 266.

Schaltegger U, Fanning C M, Gunther D et al. 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: Conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. Contrib. Mineral Petrol., 134, 186 – 201.

Schreyer W. 1988. Subduction of continental crust to mantle depths: Petrological evidences. Episodes, 11 (1): 97 – 104.

Shaw D M, Kudo A M. 1965. A test of the discriminant function in the amphibolite problem. Min Mag., 34: 423 – 435.

Shaw D M. 1972. The origin of Apsley gneiss Ontario. Can. J. Earth Sci., 9: 18 – 35.

Sibson R H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. J. Geol. Soc. London, 133: 191 – 213.

Simonen A. 1953. Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic Early Archean supracrustal rocks in South-western Finland. Bull. Comm. Geol. Finland, (160): 64.

Sobolev N V, Shatsky V S. 1990. Diamond inclusions in garnets form metamorphic rocks: A new environment for diamond formation. Nature, 343: 742 – 746.

Spear F S, Cheney J T. 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - K_2O - H_2O$. Contr. Mineral. Petrol., 101: 149 – 164.

Spear F S, Selverstone J, Hickmott D. 1984. P-T paths form garnet zoning: A new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terrains. Geology, 12: 87 – 90.

Spry A. 1969. Metamorphic texture. Oxford: Pergamon Press.

Suo S T, Zhong Z Q, Zhou H W et al. 2005. Tectonic evolution of the Dabie-Sulu UHP and HP metamorphic belts, east central China: structural record in UHP rocks. International Geology Review, 17 (11): 1207 – 1221.

Thompson A B, England P C. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. Journal Petrology, 25 (4): 929 – 955.

Treloar P J, O'Brien R J. 1998. What drives metamorphism and metamorphic reactions? Geological Society, London.

Turner F J. 1981. Metamorphic petrology (2nd Edition). Mc Graw-Hill Book Company.

Vielzeuf D, Holloway J R. 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differenciation. Contr. Mineral. Petrol., 98, 257 – 276.

Walker K B, Joplin G A, Lovering J F et al. 1960. Metamorphic and metasomatism convergence of basic igneous rocks and lime magnesia sediments of the Precambrian of northwestern Queensland. Geol. Soc. Australia, 6: 149 – 178.

Wang H, Rahn M, Tao X et al. 2008. Diagenesis and metamorphism of Triassic Flysch along profile Zoige-Lushan, Northwest Sichuan, China. Acta Geologica Sinica, 82 (4): 917 – 926.

Wang F, Chen N. 1996. Regional and thermodynamic metamorphism of the Western Hills, Beijing. Beijing: Geological Publishing House.

Wang X, Liu J G, Mao H K. 1989. Coesite-bearing eclogite from Dabie Mountains in central China. Geology, 17: 1085－1088.

Wei C J, Powell R, Clarke G L. 2004. Calculated phase equilibria for low- and medium-pressure metapelites in the KFMASH and KMnFMASH systems. J. Metamorphic Geol., 22: 495－508.

Williams H, Gilbert G M, Turner F J. 1982. Petrography (2nd Edition). W H Freeman & Company.

Yardley B W D. 1989. An introduction to metamorphic petrology. New York: Wiley.

Емельяненко П Ф, Яковлева Е Б. 1985. Петрлогия магматических и метаморфических пород. Изд. МГУ, Москва.

Коржинский Д С. 1973. Теоретические основы аналцза петроге-незисов минералов. Изд. "Наука", Москва.

Кориковский С П. 1979. Фации метаморфизма метапелитов. Изд. Наука, Москва, 8－23.

Маракушев А А, и Бобров А В. 2005. Метаморфическая петрология. Изд. МГУ, Изд. Наука, Москва, 206－227

Маракушев А А. 1986. Петрография. Изд. МГУ, Москва.

Маракушев А А. 1993. Петрография. Изд. МГУ, Москва, 267－319.

第五篇　地外岩石

第二十八章　地外岩石

地外岩石（extra-terrestrial rocks）是指来自地球之外其他天体的岩石。我们知道，一部分地球以外的星球也是由固态岩石物质组成的，如类地行星、月球、大行星的卫星和部分小行星等。对来自这些天体的岩石样品的研究也是岩石学研究的内容之一。这些样品为人类带来地外星球物质组成和地球及其他行星早期演化的直接信息，并且记录着太阳系甚至太阳系外天体形成及演化的信息，因此具有特别的科学意义。

21 世纪以来世界多个国家都制定了从月球、火星和其他天体采样返回的深空探测计划，结合原位探测工作，这些样品和数据将为我们研究地外岩石及其成因，进而进行比较行星岩石学研究提供基础。人类目前研究的地外星球样品主要是从宇宙空间陨落至地球的陨石以及自 1969 ~ 1972 年美国及前苏联科学家登月取回的月岩样品。

获得地外岩石的途径有两种，一是在天体表面直接采集并带回地球，二是从陨石样品中鉴别出来自不同天体的岩石——陨石。目前已获得的地外岩石主要来自月球、火星和小行星带。鉴于篇幅所限，本章仅对它们的岩石学特征作简单介绍。

一、陨　　石

（一）陨石的类型和特征

陨石（meteorites）是从外层空间落到地球上的固体物质。质量从几克到几吨。陨石和**流星**（meteor）都来自**流星体**（meteoroid），当流星体足够大并经受住大气层的严峻考验落到地面，即为陨石。那些经不起大气层的考验没有落地就已被消耗殆尽者称为流星。流星只能给人类描绘一幅壮观的图画而不能提供岩石的记录。

最早有关陨石坠落的记载是在公元前 1478 年，在希腊的 Crete 岛。我国最早的陨石记录是公元前 650 年。陨石从天空落下常伴有白炽的火光和轰鸣的响声，景象极其壮观。1976 年 3 月 8 日陨落的中国吉林陨石中有迄今为止世界上最大的一颗石陨石，质量为 1750kg。1986 年 4 月 18 日在湖北随州落下的也是一颗石陨石，我国科学家都对它们作了详细的研究。

研究陨石意义重大，而且不需花费像取得月球岩石那样巨大的经济成本。它们自己来到地球，不需任何费用，所以有人戏称“陨石是穷人的宇宙探测器”。著名的美国地质学家 Shand 于 1947 年曾经很好地表达了地质学家对陨石研究的兴趣，他说：“岩石学，作为调查地球组成的科学，最大的弱点是只能研究观察地表之下几千英尺，即地球半径的千分之一处的那些已经结晶的岩石。然而，无论是地球物理，还是天文学或从岩石学的观点都有足够的理由假设行星内部的物质在许多方面不同于表面的岩石。由于直接观察行星内部物质是不可能的，这样陨石就成了人类认识行星全貌的最好助手。天文学家借助分光镜证明整个宇宙都是由相同元素组成的，因此，无论对陨石的成因持哪种观点（恒星溅射、行星溅射、星云

集结、彗星凝聚、太阳偶尔甩出、类地行星火山爆发等)，但必须承认的一个重要事实是，太阳系中存在有与地壳中任何岩石都不相同的岩石，这使得陨石研究引起了人们的重视。而这种物质正是天文学、岩石学、地球物理学共同认为的类似地球内部的组成物质。”

此外，对地球化学家来说，陨石物质的平均成分为宇宙非挥发性元素的相对丰度提供了最佳的信息。目前元素的宇宙丰度表在很大程度上是基于对陨石的分析结果。这种分析对地球化学家、核物理学家和天文物理学家都十分重要，它们为元素起源、陨石及太阳系起源、年龄、演化历史都提供了重要信息，如在宇宙飞船的设计和重返大气层可能碰到的问题方面，上述信息都是不可或缺的。

【陨石的鉴定】

陨石如此重要，那么，当我们发现一块岩石，如何鉴定它是否为陨石呢？通常可以从以下几方面考虑。① 外表熔壳：陨石在陨落地面以前要穿越稠密的大气层，在穿越过程中陨石会与大气发生摩擦产生高温，使其表面发生熔融而形成一层薄薄的熔壳。因此，新降落的陨石表面都有一层黑色的熔壳，厚度约为1mm；② 表面气印：由于陨石与大气流之间的相互作用，陨石表面还会留下许多气印，就像手指按下的手印；③ 内部金属：铁陨石和石铁陨石内部由高含量的金属铁组成，这些铁的镍含量很高（5% ~10%），球粒陨石内部也有金属颗粒，在新鲜断裂面上能看到细小的金属颗粒；④ 磁性：正因为大多数陨石含有铁，所以95% 的陨石都能被磁铁吸住；⑤ 球粒：大部分陨石是球粒陨石（占总数的90%），这些陨石中有大量毫米级的硅酸盐球体，称为球粒，在球粒陨石的新鲜断裂面上能看到圆形的球粒；⑥ 密度：铁陨石的密度为 $8g/cm^3$，远远大于地球上一般岩石的密度，球粒陨石由于含有少量金属，其密度也较大。

近年来，由于美国 NASA 和其他国家宇航局对宇宙空间探测的重视，先进的科技和交通的发展，世界各国科学家在南极地区和非洲沙漠地区收集到了大量的陨石样品。目前全世界已经收集到 4 万多块陨石，其中包括一些珍贵的月球和火星的陨石样品。这些陨石可分为三大类：石陨石、石铁陨石和铁陨石（图 28 –1)。

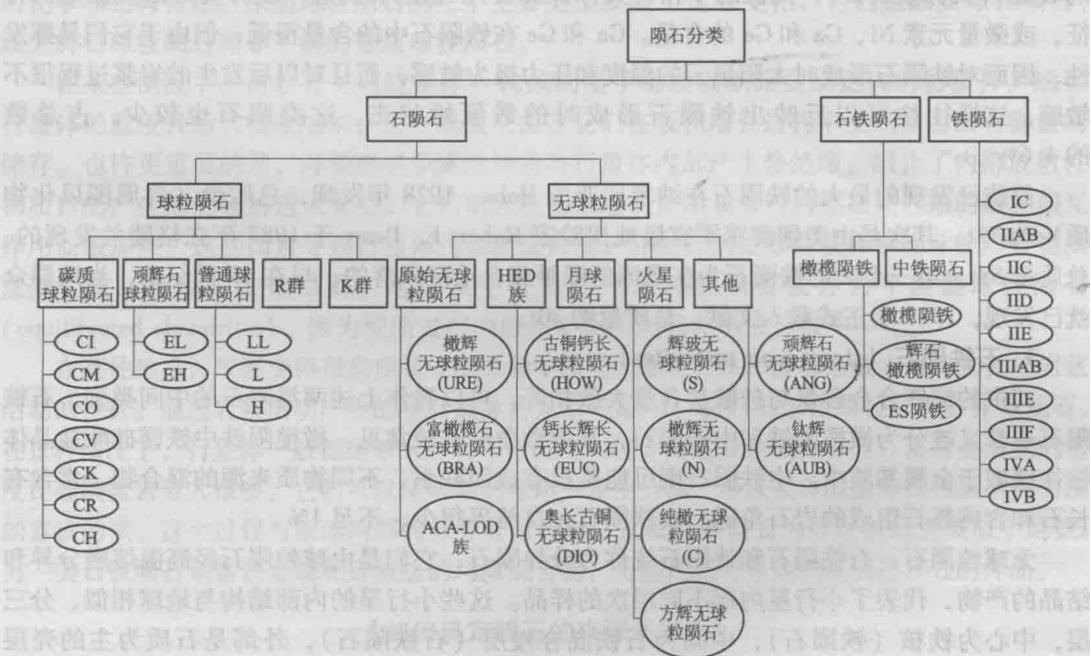


图 28 –1　陨石分类图

1. 石陨石（stony meteorites）

外貌类似地球岩石，主要成分是硅酸盐矿物（橄榄石、辉石等），次要成分有铁、镍等金属物质。石陨石可进一步根据其中是否含有球粒划分为球粒陨石和无球粒陨石两类。

◎ 球粒陨石（chondrites）：又可以根据元素特点及岩石类型进行详细的划分，并可归结为**碳质球粒陨石**（carbonaceous chondrites，即 C-chondrites）、**普通球粒陨石**（ordinary chondrites）和**顽辉石球粒陨石**（enstatite chondrites）。根据对上述陨石的化学成分的研究表明：碳质球粒陨石除了 H、He、N、O 和惰性气体元素外，其他元素的丰度代表了太阳系原始的物质组成。普通球粒陨石中易挥发性元素有不同程度的损失。

大部分陨石是球粒陨石（占总数的 91.5%），其中普通球粒陨石最多（占总数的 80%）。球粒陨石的特点是其内部含有大量毫米到亚毫米大小的硅酸盐球体。球粒陨石是太阳系内最原始的物质，是从原始太阳星云中直接凝聚出来的产物，它们的平均化学成分代表了太阳系的化学组分。世界上最大的石陨石是 1976 年 3 月 8 日陨落在我国吉林省的吉林普通球粒陨石，其中 1 号陨石质量约 1770kg。1986 年 4 月 15 日 18 时 52 分（北京时间），在湖北省随州市大堰坡镇附近陨落了一场低铁群 6 型（L（6））球粒陨石雨，它是继吉林陨石雨之后在我国陨落的第二大石陨石雨。

◎ 无球粒陨石（achondrites）：矿物成分及结构构造与地球岩石相似，它们不含球粒，也没有金属相。一般认为如果从陨石物质中减去亲铁元素剩下的物质就相当于地球上的地幔物质。也就是说非球粒相当于镍和铁聚集在母体中心之后剩下来的物质。这类陨石较稀少，包括一些珍贵的月球和火星陨石，仅占总数的 3.3%，详细分类可查阅有关天体化学方面的教材。

2. 铁陨石（iron meteorites）

外貌类似铁块，主要由铁镍合金组成，还有微量的碳硫和磷。合金可分为两个相：低镍的 α 相（又称铁纹石），高镍的 γ 相（又称镍纹石）。铁陨石的进一步分类可以根据结构特征，或微量元素 Ni、Ga 和 Ge 的含量。Ga 和 Ge 在铁陨石中的含量很低，但由于它们具挥发性，因而对铁陨石形成时太阳星云的温度和压力极为敏感，而且对以后发生的岩浆过程很不敏感，这样往往可以反映出铁陨石形成时的最原始状态。这类陨石也较少，占总数的 4.6%。

目前已发现的最大的铁陨石在纳米比亚的 Hoba，1928 年发现，总质量（含周围风化物质）为 73t。其次是由美国海军军官极地探险家 Robert E. Peary 于 1987 年在格陵兰发现的，总质量 58t。第三个大的铁陨石为在我国新疆维族自治区陨落的，早在 19 世纪末，当地群众就已发现，1917 年正式载入文献，总质量约 30t。

3. 石铁陨石（stony-iron meterites）

其中的镍铁合金含量与硅酸盐含量大致相等，可以看作上述两类陨石的中间类型。石铁陨石通常又被分为橄榄陨铁和中铁陨石，其中橄榄陨铁较常见。橄榄陨铁中铁镁硅酸盐晶体往往镶嵌于金属基质中。中铁陨石则可能是没有成因联系、不同物质来源的混合物，常含有长石和含钙辉石组成的岩石角砾。石铁陨石在自然界很少，不足 1%。

无球粒陨石、石铁陨石和铁陨石统称为分异陨石，它们是由球粒陨石经高温熔融分异和结晶的产物，代表了小行星内部不同层次的样品。这些小行星的内部结构与地球相似，分三层，中心为铁核（铁陨石），中间为石铁混合幔层（石铁陨石），外部是石质为主的壳层（无球粒石陨石）。

中国南极考察队先后多次在南极的格罗夫山地区发现并回收了近 1 万块陨石（截至 2009 年），其中已经鉴定出两块是来自火星的陨石，“GRV99027”和“GRV020090”。“GRV99027”

号火星陨石质量为9.97g，表面覆盖着很薄的黑色熔壳。“GRV020090”号火星陨石质量7.54g。这两块火星陨石属于较稀有的二辉橄榄岩，全世界仅有10块这样的陨石。此外，也在南极鉴别出数块灶神星陨石、橄辉无球粒陨石、中铁陨石、橄榄陨铁等特殊样品。

长期的研究成果认为，绝大多数陨石来自火星与木星之间的小行星带。应用反射系数分光光度法，比较小行星带中小行星表面反射的光和陨石表面反射的光，证实了它们的光谱特征反映了具有相同的矿物组成，并且每一种陨石都有一个光谱相当于一个或几个小行星。

（二）陨石的成因和起源

我们的太阳系形成于46亿年前星际尘埃和气体崩溃时，最古老的陨石样品保留着这一过程的信息。留在星云中的宇宙尘埃和气体成为行星的原始物质材料的一部分。起初，星云尘埃聚集在一起形成小的松散结合尘埃球。在太阳星云的某些部位这些尘埃球遇到强烈的高温事件而被融化，形成熔融硅酸盐和金属液滴（像熔岩）。地质学家Henry Clifton Sorby首先用显微镜来观察这些液滴，形容它们像火雨。由于高温事件，星云中熔融的小液滴迅速冷却形成毫米级大小的岩石球体，即为**球粒**（chondrules）。含有这些球粒的陨石被称为球粒陨石。有时在太阳星云中气温上升如此之高使得尘埃开始蒸发，留下难熔点残留物。在其他时候，气温又变得很低，星云气体中新的尘埃开始凝聚。随着时间的推移，球粒、蒸发残留物和冷凝物相互碰撞，互相堆积，形成星云沉积物，并最终形成较大的天体，称为**星子**（planetesimals）（直径几十千米）。我们最原始的陨石样品就是这些复杂但原始的星云（前行星）物质的混合物。在许多情况下，这些陨石是非常原始的，它们包含有太阳星云中热演化后的残留的星际尘埃的痕迹。

原始陨石的母体小行星体在太阳系内部占了一大部分。这些遥远的物质的分布显然是不均一的，且受到不同程度的热改造。因此，太阳星云不同位置的陨石的母体，具有略有不同的化学和结构特性。原始球粒陨石的三个主要类型反映了这些变化，它们是碳质球粒陨石、顽火辉石球粒陨石和非平衡的普通球粒陨石。

在某些情况下，由岩石（可能是冰）构成的星子继续吸积而变成更大的行星体。这些行星体的温度开始大幅度增加，某种程度上由于它们在吸积增长过程中受到撞击而有能量的储存。也许更重要的是，外部厚厚积累的物质与行星体内部产生热绝缘，阻止了内部放射性物质自然产生的热辐射进入太空。它们也可能是通过从太阳或星云内部延展过来的磁场相互作用而被加热。这些因素导致行星体内部温度升高，并上升到足够高使原始的球粒陨石物质发生变质，导致矿物重结晶。这些发生变质作用的球粒陨石被称为**平衡型球粒陨石**（equilibrated chondrites），因为变质过程中原始矿物不同的化学成分被均一化。

在其他地方，气温变得很高使星子的原始物质完全融化，从而能够形成岩浆房和其他岩浆活动的特征。通过岩浆活动产生的陨石被称为无球粒陨石，它们不包含球粒，为分异型陨石。在这种情况下，行星体一般都足够大，有很大的引力场。熔融导致成分分异，富含金属铁的密度比硅酸盐岩浆大很多，它们可以从熔融的母体中发生分离，形成被硅酸盐外壳包裹的高密度的富铁的核。这个过程与地球内部的分异非常相似，这就是铁陨石为什么被认为类似于地核。另一类石铁陨石是富铁金属和硅酸盐的均质混合物，可能代表行星体的核幔边界处的样品。

【如何确定陨石的来源或母体】

来源确定：分异陨石一般是大行星（月球、火星等）的，未分异的陨石一般是小行星带的。

分异陨石母体确定方法：详细研究陨石的结构、矿物组成、元素和同位素组成，将这些结构和成分特征与已知的月球岩石和火星岩石进行对比。不同天体的同位素组成不同，通过对比即可帮助识别。

分异陨石的主要来源是月球、火星和小行星带中的部分小行星（如灶神星）。其他天体来源很少：水星离地球太远，很难捕获到来自它的陨石。金星有非常稠密的大气层，一般的撞击事件无法使来自金星的岩石飞越其大气层。其他类木行星不会产生陨石，它们的石质卫星也离地球太远，一般的撞击事件无法使其溅射物飞入地球轨道而被捕获。

二、月球岩石

（一）月球岩石样品的来源

月球岩石（moonrock，lunar rock）样品的来源有两个，一是从月球表面采回，二是陨落在地球表面的月球陨石。

自 1969 年 7 月 20 日美国第一艘载人登月飞船成功降落在月球静海，至 1972 年共有 6 次阿波罗登月飞行，带回了岩石及土壤样品 381.7kg。原苏联有三次未载人的登月飞行带回了 326g 月岩土壤样品，历史上的登月点及时间见表 28－1 及表 28－2。

21 世纪以来，中国和印度等国家都制定了各自的登月和采样返回计划，美国正在实施新的重返月球计划，日本的探月计划也在实施中，因此不久的将来，人类将可能获得大量的月球样品和探测数据。

表 28－1　阿波罗登月活动表

登月活动	地　点	纬度	经度	停留时间 h	穿越距离 km	登月时间	采集样重 kg
阿波罗 11	静海	0°67′N	23°49′E	2.24		1969.7.20	21.7
阿波罗 12	风暴洋	3°12′S	23°23′W	7.59	1.35	1969.11.19	34.4
阿波罗 14	法拉摩洛 Fra Mauro	3°40′S	17°28′E	9.23	3.45	1971.1.31	42.9
阿波罗 15	哈德利－亚平宁	26°06′N	3°39′E	18.33	27.9	1971.7.30	76.8
阿波罗 16	笛卡尔 Descartes	8°60′S	15°31′E	20.12	27	1972.4.21	94.7
阿波罗 17	Taurus-Littrow	20°10′N	30°46′E	22	30	1972.12.11	110.5

表 28－2　原苏联月岩样品采集活动表

登月活动	地点	纬度	经度	登月时间	样重/g
Luna 16	丰富海	0°41′S	56°18′E	1970.9	101
Luna 20	阿波罗高地	3°32′N	56°33′E	1972.2	55
Luna 24	危海	12°45′N	60°12′E	1976.8	170

月球岩石的另外一个重要来源是月球陨石。当小天体撞击月球表面时，巨大的撞击能量使月球表面的岩石和土壤气化、熔融，并包裹一些岩石碎块角砾向外溅射，形成相应大小的撞击坑。这些溅射物中的熔融物质快速冷却形成玻璃，迅速胶结形成各种碎块角砾。当被溅射的物质的速度大于月球逃逸速度时，就能脱离月球引力场进入星际空间，在星际空间运行一段时间后被地球捕获，降落至地表，成为月球陨石。

目前回收的月球陨石超过 160 块，大约 77 对月球陨石都是在沙漠和南极被发现的。从岩石学和化学成分来看，月球陨石有三种端元类型：① 角砾岩化斜长岩，具高 Al_2O_3（26% ~ 31%），低 FeO（3% ~6%），以及低的不相容元素（Th <1μg/g）；② 玄武岩和角砾岩化玄武岩，具高 FeO（18% ~22%），中度低的 Al_2O_3（8% ~10%）和不相容元素（Th：0.4 ~ 2.1μg/g）；③ 苏长质成分的冲击熔融角砾岩（Al_2O_3：16%，FeO：11%），具极高含量的不相

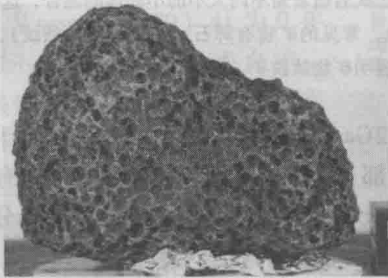
容元素（Th 33μg/g）。这类岩石被称为 KREEP 岩，因为其与 Apollo 样品中的 KREEP 岩类似（Korotev，2005）。另外，还有一些陨石为具中性成分的复成分角砾岩，因为它们同时含有斜长岩和玄武岩。尽管月球陨石的成分范围变化很大，种种成分参数一起使之区别于地球物质。

作为一成分端元类型，上述第③类月球陨石数量很少（仅见 Sayh al Uhaymir 169），目前所发现的月球陨石大都不含具有高 K、REE、P、Th 以及其他不相容元素（即所谓的 KREEP）的岩石碎屑。这与美国 Apollo 和前苏联 Luna 飞船从月球上带回的样品中大都含有不同含量的富 KREEP 岩石形成了鲜明对照。出现这种现象的原因其实很简单。因为所有这些月球陨石都是由于流星体冲击作用而从月球上未知地点溅射出来的随机样品，而美国 Apollo 和前苏联 Luna 飞船从月球上带回的样品则是在月球正面很局限的区域中（仅占月球表面积的 5 %）取得的，这个取样区域正好位于月球正面地球化学异常的风暴洋克里普岩区（Procellarum KREEP Terrane，PKT）区域之中或在其附近（Jolliff et al.，2000）。因此，月球陨石是更具代表性的月球样品，它们可以提供月壳的矿物组成和平均化学成分。

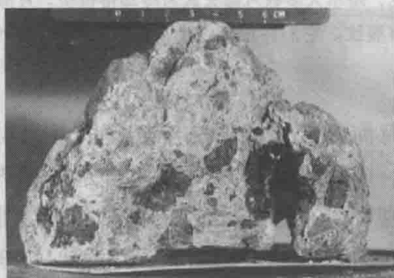
月球陨石的分类是通过其所含矿物、结构、岩石学以及化学成分方面来划分的。这些不同的划分方案有时会很混乱，如地球化学家会划为长石质或富铝岩石，而岩石学家会称为斜长岩或风化角砾岩。

（二）月球岩石的类型和特征

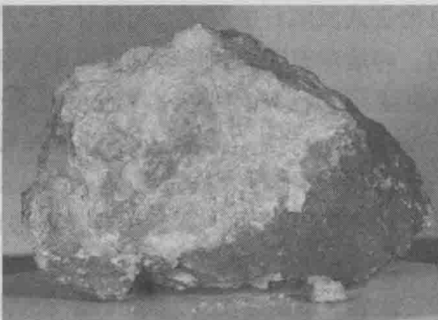
构成月球表面的基本岩石－构造单元有三个，分别是月海玄武岩区，主要由月海玄武岩和 KREEP 岩组成；高地岩石，主要由斜长岩和富镁岩套组成；南极－艾肯盆地区，由玄武岩、富镁岩套等组成。总体来讲，月球岩石可分为四类：玄武岩、角砾岩、原始高地岩石（斜长岩）和风化层（月壤）（图 28－2）。



（a）玄武岩



（b）角砾岩



（c）斜长岩



（d）风化层（月壤）

图 28－2　四种典型的月球岩石样品

（http：//www.astro.washington.edu/users/smith/Astro150/Labs/MoonRocks/）

这四种均为美国阿波罗计划期间从月球表面采回的样品

1. 玄武岩

月球上的玄武岩大都分布在正面的月海中，在背面的大型撞击坑中也有少量的玄武岩分布。

月球上的月海一般低于周围的高地 1 ~ 4km，多数呈环形。主要是由火山物质组成，但月球上的火山几乎都是平的，坡度为 1∶500 ~ 1∶2000，这与月海玄武岩粘度小而流动性大有关。月海玄武岩的产状有熔岩流、火山渣锥、火山穹丘、火山脊、火山隧道等。熔岩流的范围也十分可观，最大的面积为 $2\times10^5km^2$，相当于美国哥伦比亚高原玄武岩的面积，但它们的厚度仅十几至几十米，最厚者为 1000m。火山渣锥的规模比地球上的火山渣锥小，火山渣的喷射速度相当于地球上喷射速度的 1/3 ~ 1/10，说明月球玄武岩含较低的挥发分。典型月海玄武岩的显微镜下结构如图 28 – 3 所示。



（a）正交偏光　　　　（b）单偏光

图 28 – 3　月海玄武岩（视域宽度 8mm）

玄武岩通常由长条状的晶体组成，有时也是不规则的晶体。晶体的大小反应岩石的冷却速率。快速冷却的熔岩一般焠火会形成很小的晶体，而冷却速度慢的熔岩通常晶出大的晶体。小晶体的月海玄武岩较常见，暗示大多数月海玄武岩冷却得很快。月海玄武岩通常是不同大小的小晶体的混合，这些晶体常具有裂纹。它们在正交偏光下也显示多种干涉色，常见的矿物有辉石、长石（双晶条纹）、橄榄石，还有少量不透明矿物钛铁矿

已有的月海玄武岩的形成年龄最早者为 4.2Ga，最新者约为 2.0Ga，均晚于高地火成岩的形成年龄。多数人认为月海玄武岩是月球内部（月幔）部分熔融的产物，有些与冲击熔融事件关系密切。月球玄武岩中 Ti 含量变化很大，根据 Ti 含量的高低，可以分为高钛玄武岩（TiO_2 >6%），低钛玄武岩（TiO_2 1% ~ 6%）和超低钛玄武岩（TiO_2 <1%）。与 Apollo 月海玄武岩样品相比，已知的月球陨石中全岩 TiO_2 相对偏低。月球陨石中至今还没有发现高钛玄武岩组分，低钛玄武岩组分也只在月海玄武质陨石中发现，超低钛玄武质组分在月海玄武质陨石和混合角砾型月球陨石中有报道。与地球玄武岩相比，它有以下特征：

（1）FeO 含量明显高于地球玄武岩。地球玄武岩 Mg/(Mg + Fe) 变化范围为 0.45 ~ 0.75，而月球玄武岩为 0.35 ~ 0.65，相应的月球玄武岩中的橄榄石、辉石都属于富铁的种属，如橄榄石中最富 Mg 者约为 Fo_{75} ~ Fo_{80}，而多数橄榄石为铁橄榄石。应用岩浆成分反演其源区成分，地球玄武岩的源区 Mg/(Mg + Fe) 为 0.91，而月球玄武岩源区为 0.80 ~ 0.82。暗示月幔比地幔富 Fe，这可能与月球未分异出富 Fe 的内核有关。

（2）K_2O 及 Na_2O 的含量明显低于地球玄武岩。K 的丰度与地球的低 K 大洋拉斑玄武岩相近，约 0.36%，Na 仅相当地球玄武岩的 1/5。相应的月球玄武岩中的斜长石均属于高钙的类型，以钙长石为主，少量倍长石，而且基本上不出现钾长石。因为 K、Na 在熔岩中分布均匀，所以 K、Na 丰度低是由于源区缺乏这两种元素，并不是因为它们具有挥发性所致。

（3）月球玄武岩形成于还原的环境，自然 Fe 及 FeS 普遍出现，缺乏 Fe^{3+}（仅占 1%）。

90% 的 Cr 是以 Cr^{2+} 出现，70% 的 Eu 为 Eu^{2+}，4% 的 Ti 为 Ti^{3+}，Ce 全部为 Ce^{3+}，未见有 Ce^{4+} 出现的证据。月球玄武岩中含有少量 CO 气体。岩浆中的 FeO 与 C 反应形成 CO 与自然 Fe。这个反应是在岩浆上升到地表的过程中在约 3km 深处发生的。

(4) TiO_2 的含量有很大的变化范围，常常作为月球玄武岩进一步分类的依据。在高 Ti 玄武岩中，钛铁矿为常见的副矿物。

(5) 月球的火山作用产物除了玄武岩之外还有火山玻璃球，它们广泛分布于月壤中。在火山口附近分布的火山玻璃球其年龄与月海玄武岩相近，也进一步证实了它与月海的火山作用有密切关系，排除了与高地月壳有关的可能。

玻璃球的直径多数在 0.1 ~ 0.3mm 之间，颜色多样，橙色者含 Ti 高（TiO_2 为 9.3%），成分特点与附近的 Apollo 11 的玄武岩及其隙间的橙色玻璃类似，但略富 Mg、Zn、Cl、Cu、Pb 和其他挥发性元素。球体表面附着了似飞溅物的滴状体，成分与主体玻璃球一致，可能为低速下溅出的物质。Apollo 15 附近的红色及黄色玻璃球与上述成因相似，也是火山成因的。

(6) 由于月球表面没有水和氧气，因而岩石未遭受风化及蚀变作用，岩石新鲜，没有含水矿物出现。如月球玄武岩的结构保持了岩浆结晶的特征结构，这些都与地球玄武岩中未遭受风化作用者相似。

2. 克里普岩

是一种非常特殊的月球岩石。这类岩石含有高的 Th、U、K、REE 和 P 元素（图 28 – 4），因此被称为“KREEP”岩。由于 Apollo 很多复角砾冲击岩都是富集 Th 和 REE，并趋向富集所有的不相容元素。Warren & Wasson（1979）认为几乎所有月壳中的不相容元素都是来自于一个共同的岩浆库——可能是一个岩浆洋残留，取名 urKREEP。尽管 urKREEP 像 KREEP，但它是一种假想物质，这种物质不会保持它原有的形式，因为一旦它形成后，就会加入到富 Mg 岩浆的同化反应中（Warren，1998；Papike et al.，1996）。

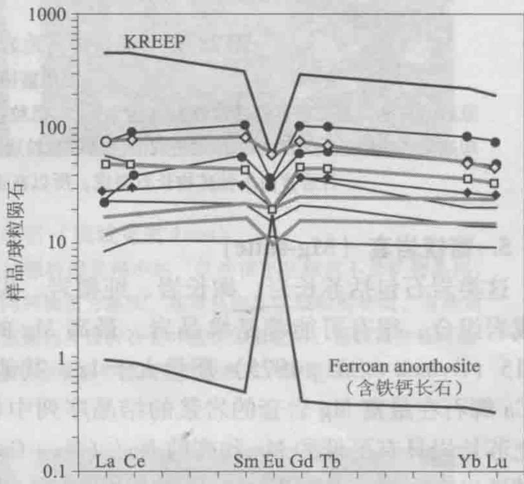


图 28 – 4　球粒陨石标准化的月海玄武岩，KREEP 和一个代表性的斜长岩的 REE 丰度

KREEP 岩多数是角砾岩或玄武岩的填隙物，呈隙间玻璃，最大的粒径范围仅达 150μm。这种演化程度高的组分可能是岩浆结晶分离的最终产物，或者是由于陨石的冲击作用下发生了低程度的部分熔融后结晶形成。后来，在 Apollo 14 的岩石样品中还发现了花岗岩、高 Al 和高 K 的玄武岩以及含较高丰度的 KREEP 的斜长岩和橄长岩，更加证实了月球岩石中存在着演化程度（分异程度）高的残余熔体，有些岩石则是原始熔浆受到它们同化、混染后的产物。

大多数的月球陨石（高地月壤角砾岩）都是相对于 Apollo 和 Luna 月壤样品显著亏损 KREEP 的。最近的月球全球 Th、U、K 探测结果分布图显示 Apollo 和 Luna 的样品采集区恰好是 KREEP 富集区（Lawrence et al.，2002）。

3. 高地岩石（highland rock）

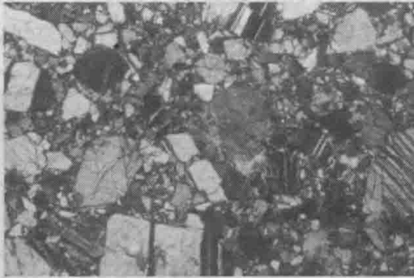
大部分月球高地近月表的样品都是来自古老月球高地的冲击作用。而完全没有受到冲击

过程改造的高地岩石是很少的。高地岩石主要由斜长岩、富镁岩套和撞击角砾岩所组成。

4. 斜长岩

斜长岩是月球高地月壳的主要成分，在月球背面分布最广。构成斜长岩的斜长石为富含钙的钙长石（$An_{95\sim97}$）及少量的低钙辉石，暗示了母体岩浆规模巨大，致使组分均匀化。斜长岩是构成原始月壳最主要的岩石类型。斜长岩的 Rb－Sr 等时年龄为 4.13～4.25Ga，$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值为 0.699。

斜长岩岩套具有特有的但是不完全均一的成分，James et al.（1989）提出基于基性硅酸盐 Mg 值和斜长石碱性含量来对其进行进一步划分。图 28－5 是斜长岩的典型结构与成分特征。


（a）正交偏光

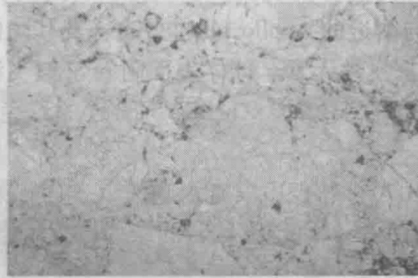

（b）单偏光

图 28－5　原始的高地岩石（视域宽度 8mm）

（据华盛顿大学）

原始的高地岩石矿物颗粒通常较大（达 1cm），粗粒，棱角状，破碎的。大的矿物颗粒显示缓慢的冷却速率和破碎是由于受冲击作用造成的。这些颗粒通常是低密度的矿物如长石组成。事实上，这种岩石通常由一种矿物长石组成，所以在正交偏光下，显示白－灰白的颜色

5. 富镁岩套（Mg-suite）

这类岩石包括苏长岩、橄长岩、纯橄岩、尖晶石橄长岩和辉长斜长岩，它们组成了富镁深成岩组合，很有可能都是堆晶岩。最高 Mg 的堆晶岩包括一些超基性岩，但只有纯橄岩 72415（Dymek et al.，1975）质量大于 1g，其他的一些都大致为非代表性的橄长岩的样品。高 Ca 辉石在最富 Mg 岩套的岩浆的结晶序列中相对较晚形成。辉长斜长岩相对很少，且趋于比苏长岩具有更低的 Mg 和高的 Na/（Na＋Ca）。一些演化程度最高的初始月球岩石类型，如碱性岩套和极少的花岗岩，与富 Mg 岩套和/或 KREEP 极端不同。一些采集到的花岗岩样品显示很好的极清楚的毫米级的硅酸盐液相不混溶现象（Warren et al.，1987；Jolliff et al.，1999）

6. 月球角砾岩

月球角砾岩是月球岩石中一种特殊的岩石类型。根据阿波罗飞船采集的月壳岩石的分析结果，60% 以上的岩石是由各类高地岩石经冲击破碎、部分熔融而胶结形成的角砾岩。根据角砾的构造特征，角砾岩可划分为以下类型。单组分角砾岩，由就地产生的破碎岩石角砾或经熔融重结晶角砾组成。双组分角砾岩，由就地产生的破碎岩石角砾或经冲击熔融的重结晶角砾与穿插有细脉状角砾所组成（因有两种组分的角砾而得名）。多组分角砾岩由岩屑碎块、月壤角砾、冲击玻璃等粘结而成。

这些角砾岩的岩石类型及矿物、化学成分极不均匀。由于多种类型的岩石经冲击破碎并部分熔融粘结，因而角砾岩中的角砾、玻璃和胶结物都具有多来源的特征。图 28－6 是一个较为典型的月球角砾岩的宏观特征，图 28－7～图 28－10 是角砾岩的显微镜下结构照片，详细描述见图注。

7. 月岩和月壤的年龄

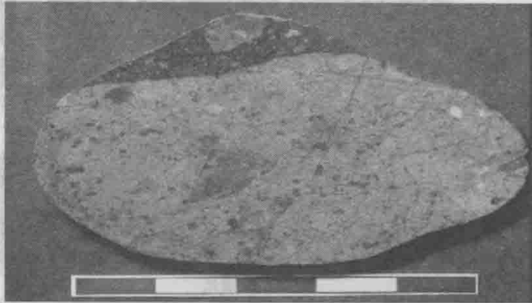
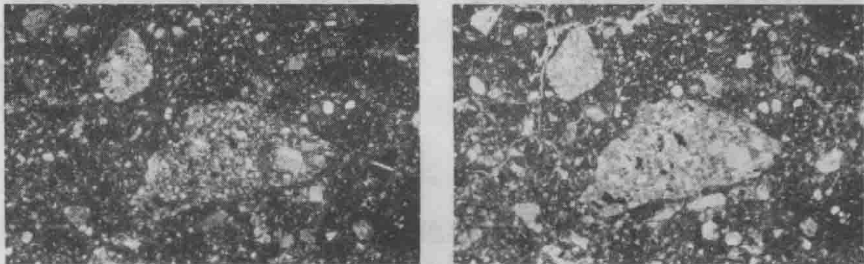


图 28－6　SaU 169 月球陨石

（含冲击熔融角砾的月壤角砾岩）

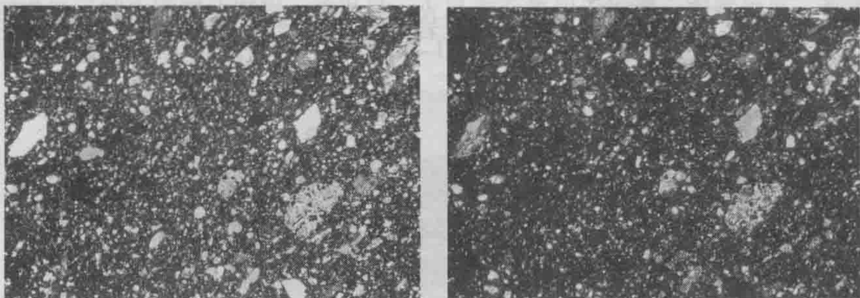
最古老的月岩是稀少的橄榄岩和橄长岩，代表月球初始熔融后首先凝固的岩石年龄。月球高地斜长岩年龄为 41 亿～44 亿年，代表斜长岩月壳的形成年龄，随后形成的花岗质火成角砾岩的年龄为 40 亿～41 亿年。玄武岩是最年轻的月岩，弗拉毛罗高地玄武岩的年龄为 38.7 亿～39.6 亿年，月海玄武岩年龄为 32 亿～38 亿年，它们是月球不同时期岩浆作用的产物：① 静海玄武岩 35 亿～39 亿年（低钾玄武岩 37.4 亿～39.3 亿年，高钾玄武岩大于 32.3 亿～35.3 亿年）；② 澄海金牛－利特罗峡谷玄武岩碎片与玻璃样品 37.1 亿～37.9 亿年，与静海玄武岩相当；③ 雨海



（a）正交偏光　　（b）单偏光

图 28－7　冲击角砾岩（视域宽度 4mm）

月球角砾岩由很多大小不均一的颗粒组成，大量的颗粒都是很小的，这些很小的颗粒不是矿物晶体，而是矿物聚合体。其中大颗粒为角砾，大颗粒之间的物质为基质。基质是由非常细粒的物质，有些是玻璃质或隐晶质物质组成。因为冲击角砾岩是由原始的月表岩石受冲击作用形成的，所以其角砾可能是玄武岩或者为原始的高地斜长岩。通常也看见小的角砾被包裹在大的角砾之中

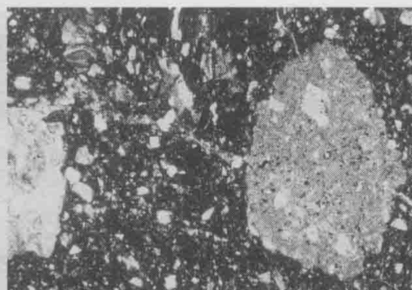


（a）单偏光　　（b）正交偏光

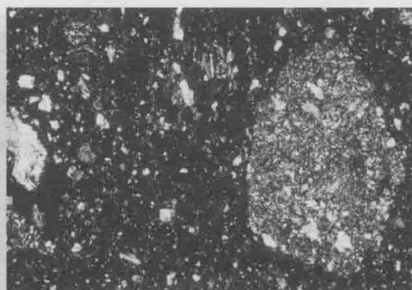
图 28－8　月壤角砾岩（视域宽度 8mm）

（据华盛顿大学）

镜下结构显示月壤角砾岩由很多种岩石类型的微粒构成，包括斜长岩和玄武岩的碎片，橙色玻璃球和玻璃碎片，绿色玻璃球和玻璃碎片（单偏光下无色，不易鉴别），以及在棕色的基质中的单矿物的矿物碎片。正交偏光下暗色的团块可能是残留的集块岩，这也是鉴别月壤角砾岩的标志。较大的长石质和玄武岩的碎片是可见的，长石质碎片在图中左边界的中心（斜长岩碎片），而在右下角的是玄武岩的碎片



（a）单偏光

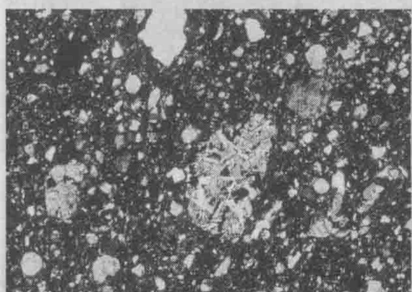


（b）正交偏光

图 28－9　月壤角砾岩（视域宽度 4mm）

（据华盛顿大学）

该图中右边大的灰色的颗粒是一个被强烈改造后的斜长岩角砾，含有少量的（＜10%）橄榄石或辉石。在左边的那个颗粒也可能是长石质角砾，其中矿物颗粒是熔长石（长石受冲击变质形成熔长石）



（a）单偏光



（b）正交偏光

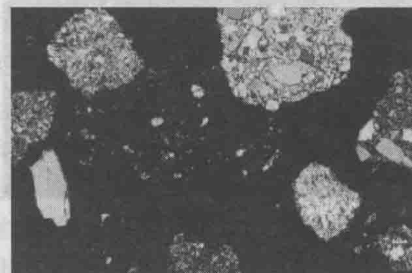
图 28－10　月壤角砾岩（视域宽度 4mm）

（据华盛顿大学）

图中近中心有个大的玄武岩的角砾，其左边的那个较小的颗粒也是玄武岩角砾。基质中可见橙色的玻璃球微粒，还有至少 4 个绿色玻璃球分散分布（单偏光下无色－淡绿色，圆状）。在正交偏光下，图片上端的大的长石质颗粒可能是部分退火的长石质角砾岩

玄武岩 33 亿～34.5 亿年；④ 丰富海玄武岩 34.2 亿～34.5 亿年，与雨海玄武岩相当；⑤ 风暴洋玄武岩 32 亿～33 亿年。

月壤年龄为 43 亿～46 亿年，月壤是月壳岩石破坏的产物，月壤年龄近似反映月壳的形成年龄。图 28－11 是月壤中不同成分的颗粒。



（a）正交偏光



（b）单偏光

图 28－11　月壤（视域宽度 4mm）

（据华盛顿大学）

月壤由很多单一的毫米级的碎片微粒组成。这些微粒都是不同的，也不像冲击角砾岩，因为微粒之间没有充填基质。一些玻璃球或一些不规则的玻璃微粒是可见的，其中也有玄武岩、角砾岩甚至是原始高地斜长岩的碎片

（三）月球陨石研究的意义

目前人类认识和研究月球表面成分主要通过三种途径：Apollo 和 Luna 从月球上带回的月岩样品、月球轨道器获得的遥感资料和月球陨石。三者各有优缺点，月岩样品的取样地点和地理方位已知，地质背景清楚，但这些样品均取自月球上大约5%的地区，即月球正面赤道附近，而且是地球化学异常区（风暴洋）附近，所以仅凭这些样品，很难解决月球全球性的问题；遥感资料具有全球性，但一般分辨率较差，不能得到精确的成分数据；月球陨石的具体来源地点和地理方位一般不容易知道，因而地质背景较模糊，但它们是完全随机的样品，更具广泛的代表性（月球正面、背面；赤道、两极），可以提供月壳的矿物组成和平均化学成分。因此，月球陨石已经成为人们认识和研究月球的重要研究对象。

研究月球陨石，有利于全面认识月壳的物质组成。而且通过对月球陨石的岩石学、矿物学和地球化学的研究，还可以获得有关月球形成和演化特征（Wiechert et al.，2001）、月球早期的撞击事件（Cohen et al.，2000）以及太阳系氧同位素组成（Ireland et al.，2000）等许多方面的信息。除此之外，月球陨石的化学成分、矿物学和岩石学特征还可作为月球轨道器遥感探测的地面标准参考基点。我国嫦娥一号月球探测卫星目前正在开展对月球的探测，因而开展月球陨石研究工作不仅具有重要的科学意义，而且具有特别的现实意义。

三、火星岩石

火星由于其存在生命的迹象，而较其他星球更受人类的关注。自1962年以来，前苏联、美国、日本、俄罗斯和欧洲共发起30多次火星探测计划。这些火星探测器帮助我们更多地了解火星和火星上的岩石。

（一）火星探测器探测火星表面岩石和土壤

火星探测器进行火星表面原位的岩石和土壤分析，“海盗号”飞船通过X射线荧光（XRF）研究火星的土壤。“火星探路者”的漫游车通过α质子X射线谱仪（APXS）研究火星表面的岩石和土壤。“机遇号”和“勇气号”火星车已经在火星表面工作了5年，对着陆区表面的岩石进行了较为详细的探测。结果显示火星表面类似于沙漠－戈壁地区，有大量玄武岩质的岩石碎块和细粒的风化颗粒所组成（图28－12）。代表性的火星岩石和土壤的成分见表28－3。



图28－12　火星开拓者号飞船拍摄到的火星表面，灰色的岩石都被红棕色的火星尘埃所覆盖

火星的表面大半个球体都被一层薄的细粒的红色火星尘埃所覆盖，“海盗号”和“火星探路者”的着陆点都位于这些火星尘埃区域。海盗号和火星探路者对火星土壤的原位分析得到了相似的成分（Rieder et al.，1997；Bell et al.，2000），反映了火星表面的沉积物被风蚀作用而均一化。火星上无火星尘埃覆盖的岩石成分通过“火星探路者”的成分测试，显示为安山岩（Rieder et al.，1997；McSween et al.，1999），详见表28－3。

表28－3　火星探测器探测火星表面岩石和土壤成分

成分 (w_B/%)	火星探路者岩石（据Wanke et al.，2001）					
	A－3	A－7	A－16	A－17	A－18	无尘岩石
SiO_2	53.8	49.7	48.6	55.2	51.8	57
Al_2O_3	11.02	9.68	10.24	10.03	10.94	11
TiO_2	0.92	0.91	0.95	0.65	0.82	0.69
K_2O	1.29	0.87	0.96	1.14	1.1	1.36
Na_2O	1.6	1.19	2.3	2.03	1.78	2.46
CaO	6.03	7.35	8.14	8.8	6.62	8.09
MgO	3.2	6.71	4.56	3.5	3.91	1.51
Fe_2O_3	16.2	16.7	18.9	14.8	18.1	15.7
MnO	ND	0.47	0.65	0.49	0.52	0.55
P_2O_5	1.42	0.99	1	0.98	0.97	0.95
Cr_2O_3	0.1	未分析	未分析	0.05	未分析	未分析
SO_3	2.77	4.89	3.29	1.88	3.11	0.3
Cl	0.41	0.5	0.41	0.38	0.37	0.32

成分 (w_B/%)	海盗1号土壤（据Clark et al.，1982）				火星探路者土壤（据Wanke et al.，2001）			
	C－1	C－5	C－6	C－7	A－4	A－5	A－10	A－15
SiO_2	46	44.1	47.1	46.6	42.5	41.6	41.8	44
Al_2O_3	8.4	7.2	7.8	7.8	8.22	8.71	7.41	7.59
TiO_2	0.7	0.6	0.7	0.7	1.08	0.75	1.02	1.2
K_2O	未分析	未分析	未分析	未分析	0.6	0.51	0.45	0.87
Na_2O	未分析	未分析	未分析	未分析	1	1.05	1.32	0.97
CaO	6.4	5.9	6.4	6.4	6.09	6.63	6.86	6.56
MgO	6.4	7.3	6.4	5.3	9.95	9.2	8.16	7.46
Fe_2O_3	18.9	18.3	18.5	20.1	19.6	23	23.6	23
MnO	未分析	未分析	未分析	未分析	0.76	0.34	0.51	0.46
P_2O_5	未分析	未分析	未分析	未分析	1.89	1.55	0.95	1.01
Cr_2O_3	未分析	未分析	未分析	未分析	0.2	0.4	0.3	0.3
SO_3	7.5	10	7.2	7.2	7.58	6.38	7.09	6.09
Cl	0.8	0.9	0.9	0.6	0.57	0.55	0.53	0.54

（二）火星岩石概论

火星陨石是目前人类获得的唯一火星岩石样品，十分稀少而珍贵。它们都是岩浆成因的堆晶岩和玄武岩，包括四种主要岩石类型：辉玻无球粒陨石（shergottites）、辉橄无球粒陨

石（nakhlites）、纯橄无球粒陨石（chassignites）和斜方辉石岩质无球粒陨石（orthopyroxenites）。一些辉玻无球粒陨石为玄武岩（玄武质辉玻无球粒陨石，basaltic shergottites，B－S）；另一些为超基性堆晶岩（二辉橄榄质辉玻无球粒陨石，lherzolitic shergottites，L－S）（McSween & Treiman，1998），新近从玄武岩质辉玻无球粒陨石中将具有橄榄石斑晶的陨石（DaG 476、SaU 005、Dhofar 019、NWA1068、NWA 1195、NWA 2046）和 EETA 79001 A 单独划分出来，并定名为橄斑辉玻无球粒陨石（olivine-phyric shergottites）（Anne，2002）。图 28－13 和图 28－14 是几种火星陨石的外观照片。

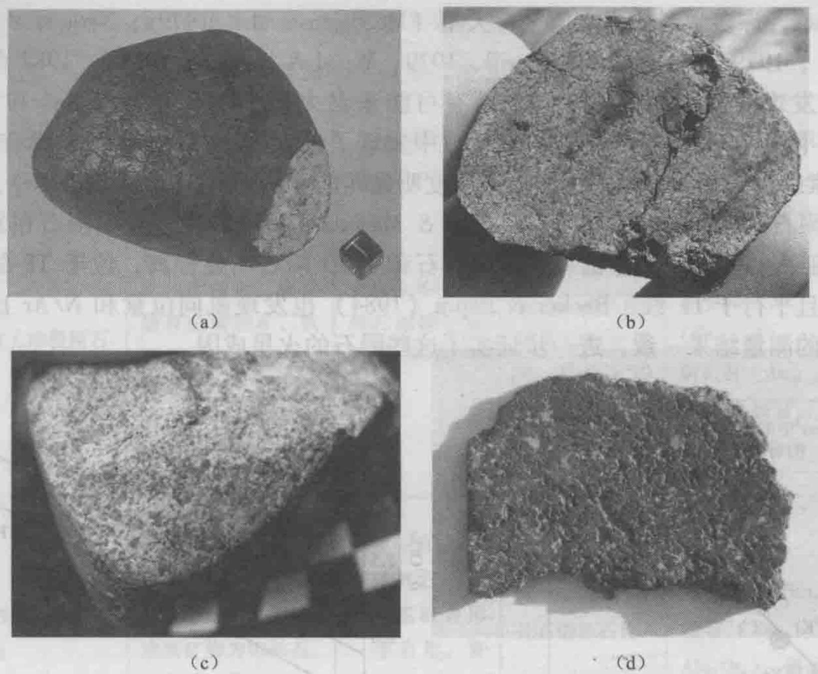


图 28－13　典型的火星陨石

（a）NWA 4468，shergottites，薄的黑色熔壳，且熔壳上可见大的辉石晶体；（b）NWA 2975，橄辉无球粒陨石的切面，可见浅灰色的易变辉石和暗灰色的熔长石，黑色的为冲击熔融产生的熔融玻璃；（c）NWA 1950，lherzolitic shergottites；（d）NWA 2737，chassignites，由大约 90% 的橄榄石和少量的辉石构成，黑色的自形或半自形的矿物为橄榄石，橄榄石呈现黑色是岩石受冲击作用造成的

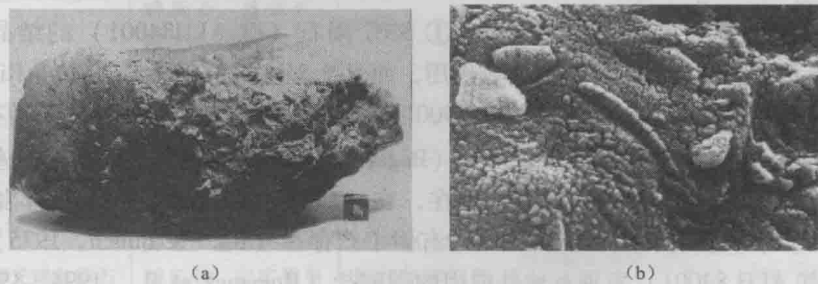


图 28－14　在南极发现的火星陨石（ALH84001）

美国科学家 1996 年报道在这块火星陨石中发现了火星生命的迹象。火星陨石 ALH84001（a）以及电子扫描电镜捕获的该陨石上疑似显微化石（b），引发对火星上是否存在生命的争论

目前回收到的陨石中，火星陨石有超过60块未成对的陨石，所有这些陨石都是岩浆岩，而且没有角砾岩（尽管火星表面多数地方也像月球一样布满撞击坑）。到目前为止，这些火星陨石中也没有发现像Meridiani平原被探测到的小面积的沉积岩。

代表性的SNCO火星陨石发现很早（Shergotty，1865年8月25日在印度发现；Nakhla，1911年6月28日在埃及发现；Chassigny，1815年10月3日在法国发现；Orthopyroxenite，ALH 84001，1984年在南极Allan Hills发现），但确定其来自火星则经过了长期的研究和争论。

早在1872年，Tschermak就认识到Shergotty陨石是在相对氧化的条件下形成的玄武岩。基于这些SNCO陨石结晶年龄年轻（除ALH84001约为4.0~4.5Ga外，其余的火星陨石的年龄≤1.3Ga），许多学者认为它们来自火星（McSween et al.，1979a；Nyquist et al.，1979；Walker et al.，1979；Wasson & Wetherill，1979；Wood & Ashwal，1981）。1982年，第一块月球陨石的发现使人们相信SNCO陨石有可能来自火星。1983年，Bogard和Johnson在EETA 79001陨石（B-S）的冲击熔融玻璃中发现了捕获的Ar，Ar和其他稀有气体、N_2、CO_2的同位素组成和相对丰度同火星大气丰度明显匹配（图28-15，图28-16），人们才普遍认同这些陨石的火星成因。同时，Clayton & Mayeda（1983）发现火星陨石在氧的三同位素图上形成亚群，其构成的分馏线与地球岩石和HED陨石明显分离，位于TF线（地月分馏线）上方且平行于TF线。Becker & Pepin（1984）也发现氮同位素和N/Ar比值与“海盗”号飞船的测量结果一致，进一步证实了这些陨石的火星成因。

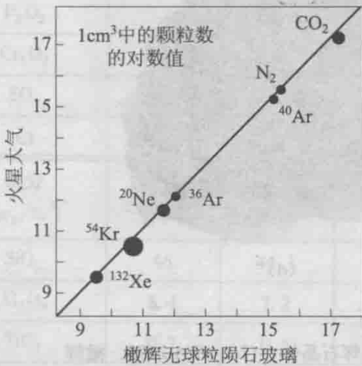


图28-15 “海盗”号飞船测量的火星大气与EETA 79001玻璃的捕获气体对比（据Pepin，1985）

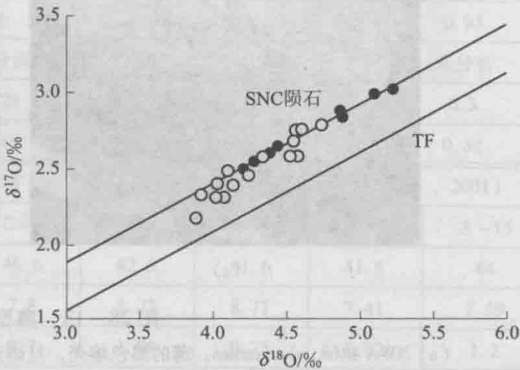


图28-16 火星陨石的氧同位素成分

其构成的分馏线与地球岩石明显分离，位于TF线（地月分馏线）上方且平行于TF线。火星陨石的数据引自Clayton & Mayeda（1996）和Franchi et al.（1999）

火星陨石起源于火星的主要证据有：① SNC陨石（除ALH84001）的结晶年龄很小（≤1.3Ga），不可能形成于小行星的火成作用，而且1.3Ga近似于火星Tharsis Ridge火山的年龄（Wood & Ashwal，1981）；② EETA 79001陨石玻璃中捕获的CO_2、N_2及稀有气体同位素组成，以及^{13}C、^{12}C值同火星大气相一致（Bogard & Johnson，1983）；③ 在一些陨石中发现有含水硅酸盐矿物如伊丁石、闪石存在，在ALHA77005的易变辉石的岩浆包裹体（Ikeda，1998）中发现有钛闪石，Nakhla中有伊丁石存在（Reid & Bunch，1975）；④ 在一些陨石中（如ALH 84001）发现有地外成因的碳酸盐（Romanek et al.，1994，1995），而已知月球火成岩及小行星火成岩陨石实际上不含碳酸盐；⑤“海盗号”和“火星探路者”对火星土壤的X射线荧光光谱分析结果与Shergotty陨石的全岩化学组成相当吻合，尤其是两者的FeO含量几乎相同（分别为19.7%和19.6%）；⑥ 高的f_{O_2}、特殊的$^{18}O/^{16}O$（$\Delta^{17}O\approx$

0.3‰)（Clayton & Mayeda，1996）和磷酸盐中高的 D/H 比值（Leshin et al.，1996；Leshin，2000；Waston et al.，1994）、复杂的 REE 配分模式，相似的 FeO/MnO、K/La、K/U、W/La、Ga/La、Na/Al 比，较其他无球粒陨石具有较高的挥发性元素含量（王道德，1995；王道德等，1999）。

（三）火星陨石的岩石学特征

四种类型的火星陨石其岩石学、矿物学特征列于表 28－4。表 28－5 列出了火星陨石矿物模式丰度概要（体积百分数），图 28－17 为单偏光下橄辉无球粒陨石的显微照片，图 28－18 为辉玻无球粒陨石薄片中 Fe 元素的 X 射线面扫描。

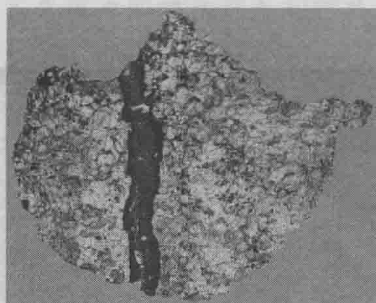
表 28－4　火星陨石岩石学特征

陨石类型	代表性陨石	矿物组成	结构特征	冲击结构特征	矿物化学组成
S	辉玻无球粒陨石	异变辉石、普通辉石、熔长石、磁铁矿与磷酸盐，副矿物有白磷钙矿、铁橄榄石、钛铁矿、雌黄铁矿、石英、斜锆石及富钾的玻璃等	火成分异结构，辉石和熔长石具定向排列趋势	长石熔长石化，矿物不均一消光，片状裂理，局部见冲击熔融。冲击压 29 ± 1GPa，温度 200 ± 20℃	普通辉石（$En_{48\sim25}Fs_{19\sim27}Wo_{33\sim28}$） 异变辉石（$En_{61\sim21}Fs_{26\sim61}Wo_{13\sim18}$） 熔长石（$An_{56\sim41}Ab_{43\sim56}Or_{1\sim3}$） 富钛磁铁矿，富 FeO 橄榄石（$Fa_{90}$）
N	透辉橄无球粒陨石	普通辉石为主，橄榄石和粒间充填物占其质量的 20%；次要矿物为熔长石、磁铁矿、异变辉石、磷灰石、陨硫铁等	火成分异结构，普通辉石与橄榄石粗粒自形－半自形。普通辉石具定向排列趋势	长石熔长石化	普通辉石（$En_{38}Fs_{23}Wo_{39}$）、橄榄石（Fa_{68}）、熔长石（$An_{34}Ab_{62}Or_4$）、富钛磁铁矿
C	纯橄无球粒陨石	橄榄石近 90%，含少量斜方辉石、单斜辉石、熔长石及铬铁矿。副矿物有磷灰石、黄铁矿、陨硫铁、镍黄铁矿、碳酸盐及硫酸盐矿物	具火成和变质两种结构构造特征	长石熔长石化，硅酸盐矿物波状消光	橄榄石（$Fa_{31\sim32}$），普通辉石（$En_{47}Fs_{13}Wo_{40}$），斜方辉石（$En_{68\sim71}$），熔长石（成分变化大）
O	方辉无球粒陨石（ALHA 84001）	含斜方辉石 98%，并含少量铬铁矿和熔长石，副矿物有普通辉石、橄榄石、磷灰石、黄铁矿与碳酸盐矿物	破碎结构，细粒斜方辉石与铬铁矿组成破碎带	长石熔长石化，辉石不均一消光	斜方辉石（$En_{69.4}Fs_{27.3}Wo_{3.3}$）、熔长石（$An_{31}Ab_{63}Or_6$）、普通辉石（$En_{45.1}Fs_{12.7}Wo_{42.2}$）、橄榄石（$Fa_{34.5}$）

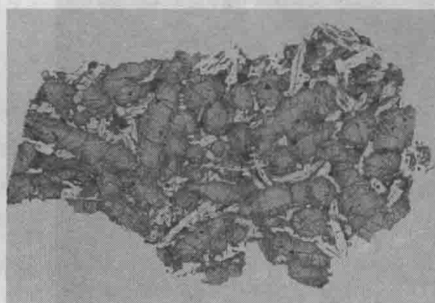
表 28－5　火星陨石矿物模式丰度概要表（φ_B/%）

	橄榄石	辉石	长石（熔长石）	铬铁矿	钛铁矿	磷酸盐	硫化物	熔体（熔体袋）
单斜辉石岩								
Nakhla	15	78	4		2	微量	微量	
Lafayette	18	70	微量					
Governador	10	80						
NWA 817	10	69			1			
Y 000593	10	85						
MIL 03346	4	74						最后充填物
NWA 998	10	70						19
玄武质辉玻无球粒陨石								
Shergotty	0.3	71	23	2.5		1	0.3	微量
Zagami		80	10	2.6		1.3	0.6	0.9
EETA 79001B		59	29		3.5	0.4		
QUE 94201		43	42	1	3	6	0.24	
Los Angeles		41	54		1	1		
NWA 480		72	25	1				
NWA 856		68	23			1		2
Dhofar 378		49	47			1		
Y 980459	15.7	52.6		0.5				最后充填物
NWA 2975	57.3	39.3	1.7					
二辉橄榄质辉玻无球粒陨石								
ALH 77005	60	13	9.5	2.1	0.3	13.7		
LEW 88516	57	22	16	3	0.9	0.3	7.7	
Y 793605	35	60	5	20				
GRV 99027	39	55	4.4	1.1				
GRV 020090								
NWA 1950	55	35	8	微量	微量			
含橄榄石斑晶的辉玻无球粒陨石								
EETA 79001A	9	70	17	3		0.2		1
DaG 476	15	60	15	2		1		5
SaU 005	25	50	15	1		0.1	0.1	5
Dhofar 019	10	62	26	1.8				
NWA 1068	27	52	16			2		
纯橄岩								
Chassigny	92	5	2	1.4				0.3
NWA 2737	90	4		4.6		0.2		
斜方辉石岩								
ALH 84001		97	1	2		0.15		

（据 Meyer C.，2006）



（a）NWA4797



（b）NWA1460

图 28－17　单偏光下橄辉无球粒陨石的特征

a 图为橄辉无球粒陨石，有一条冲击熔融脉贯穿陨石；b 图为辉绿结构

辉石和橄榄石是火星陨石最主要的矿物相。辉玻无球粒陨石中的辉石成分变化较大，FeO 含量高。橄榄石是纯橄无球粒陨石中的主要矿物相，与其他火星陨石中的橄榄石相比，Fa 值最低。火星陨石中的长石因受冲击熔融作用几乎都转变为熔长石。熔长石的化学组成由 S、N 到 C 趋于富 K 和 Na，而贫 Ca。铬铁矿和磁铁矿是火星陨石的主要不透明矿物。火星陨石为全晶质的火成分异结构（图 28－19），很像地球上的玄武岩，辉绿岩。

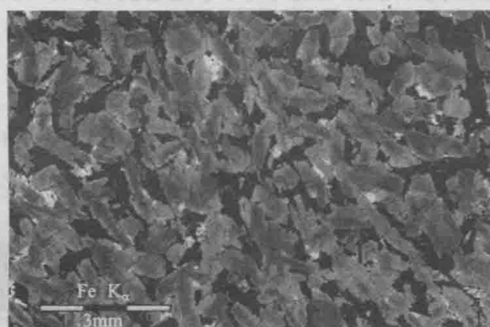


图 28－18　辉玻无球粒陨石薄片中 Fe 元素的 X 射线面扫描

灰色颗粒为具成分环带的辉石，暗黑色的矿物为长石（已经受冲击变质转变为熔长石），小颗粒的白色矿物相为 Fe－Ti 氧化物

GRV 99027 火星陨石为全晶质粒状结构，粒度中等（图 28－20）。主要由橄榄石和辉石组成，有少量熔长石，副矿物为铬铁矿、陨硫铁和磷酸盐等。可以看出，GRV 99027 为无球粒陨石，具有典型的火成分异特征，包括三种基本结构：嵌晶结构（poikilitic texture）、非嵌晶结构（non-poikilitic texture）和冲击熔融袋结构（melt pocket texture）（图 28－20）。

SNC 火星陨石的研究，提供了丰富的陨石岩相学和陨石的微量元素和同位素的大量信息。这些都是通过火星的遥感探测无法获得的。

SNC 火星陨石，除了 ALH84001，通常被认为来源于火星上年轻的撞击坑，反映了溅射出来的火星壳的样品偏向于年轻的岩浆岩。古老的壳可能是太易被粉碎而很难从火星上溅射并逃逸出来（McSween et al.，2002）。火星飞船拍到的图片显示火星上普遍存在层状的堆积物，有时被解释为沉积岩（Malin & Edgett，2000）。但奇怪的是，火星陨石中并不存在沉积岩，也不存在安山岩成分的岩浆岩。然而，一些火星陨石中的盐类和粘土矿物显示火星地表或近地表的岩石由于流体或海水的相互作用而被改造（Bridges et al.，2001）。随后的 Mars Global Surveyor（MGS）采用 TES 光谱分析的数据（Bandfield et al.，2000；Hamilton et al.，2001）显示火星北半球的平原主要为安山岩，全碱－SiO_2 分析图解（图 28－21）显示 TES 光谱数据（surface 2）与“火星探路者”无火星尘组分是一致的。Surface 1 的成分和火星陨石显示玄武质的成分。形成火星半个球体的安山岩是很难解释的，尤其是火星上并不存在板

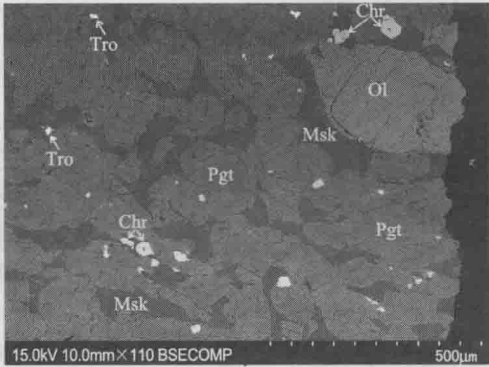


图 28－19　DaG 476 火星陨石（olivine-phyric shergottites）背散射电子图像

典型火成分异结构，异变辉石（Pgt）和熔长石（Msk）组成典型的玄武结构，橄榄石（Ol）以斑晶形式镶嵌在玄武岩相中。其他矿物相：Chr 为铬铁矿；Tro 为陨硫铁

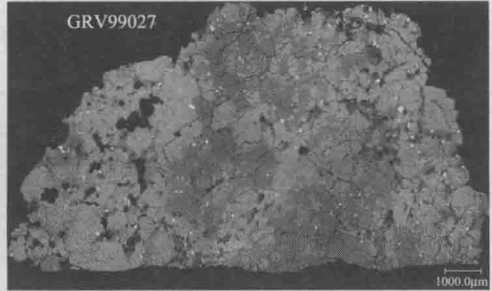


图 28－20　GRV 99027 火星陨石（lherzolitic shergottites）的背散射电子图像

块的俯冲消减。尽管含水的岩浆仅需要很低的分异，但玄武质岩浆分异产生安山质熔体也是不可能的。一些证据显示辉玻无球粒陨石的岩浆在喷发前含有一定量的水（McSween et al.，2001），但这个假说仍然存在很大争议。

火星陨石的地球化学特征反映了火星幔的源区特征，但其成分会在岩浆上升和侵位过程中，由于分离结晶作用，有时还有同化混染作用的影响而发生改变。SNC 火星陨石不亏损 Fe 和其他一些亲铁元素，且含有很高的 Mn 和 P 丰度，但这些陨石相对地球上岩石贫 Al，这在火星土壤和火星探路者探测到的无火星尘的岩石中都有反应。

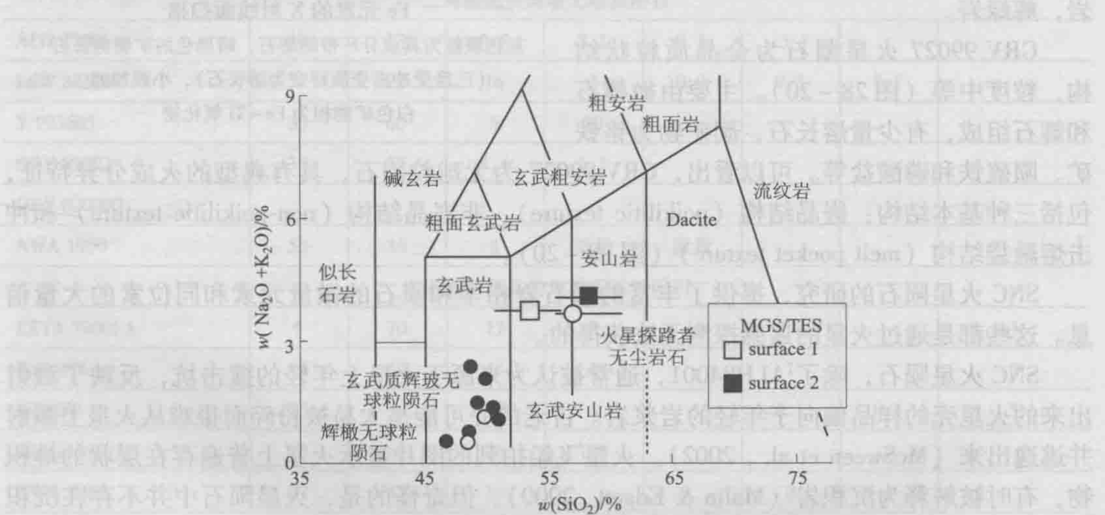


图 28－21　火星火山岩样品的化学分类图解

Surface 1 显示火星南半球高地为玄武质物质，surface 2 显示北半球低洼区为安山质成分（据 Mars Global Surveyor（MGS）采用 TES 光谱分析的数据，Hamilton et al.（2001）。火星探路者分析的无火星尘岩石的成分据 Wanke et al.（2001），火星陨石玄武质辉玻无球粒陨石和单斜辉石岩的数据引自 McSween（2002）

（四）火星陨石的研究内容和研究意义

目前，火星陨石的研究内容主要包括：① 火星陨石的分类学、岩石矿物学、化学组成、磁性、光谱特征；② 火星陨石的物质源区、熔融分异作用、母岩浆成分、热变质作用、冲击效应、辐射记录和效应、次生蚀变等；③ 放射性、宇生同位素组成及年代学、稳定同位素（H、O、S、C、N）及其他同位素组成（Xe、W、Hf、Re－Os）；④ 火星陨石同地球岩石、月球陨石及其他类型陨石的对比研究；⑤ 火星壳－幔－核的组成、结构、性质及岩浆活动，火星大气圈的组成和演化、火星大气圈和水圈、岩石圈的相互作用；⑥ 火星上可能存在的生命遗迹等。

当前国际上对火星陨石的研究存在的主要问题包括：① 目前没有直接取自火星的岩石样品，只能通过对火星陨石的研究，揭示火星的物质组成、结构及岩浆演化规律。人们回收到的火星陨石数量很少且大部分为堆积岩，某些岩石类型相同的火星陨石又具有基本相同的溅射年龄（N 陨石约为 11Ma，L－S 陨石约为 4Ma），很可能是同一撞击事件的产物，因而火星陨石所代表的火星表面区域极少，限制了人们对火星的物质组成和母岩浆成分及演化规律的认识。② 利用火星陨石中的低温蚀变矿物（如含水矿物、粘土矿物、碳酸盐、硫酸盐等）研究火星表面的热液体系和蚀变作用，并能为火星大气的演化提供线索，但目前几乎全部工作都集中于 ALH 84001，对其他火星陨石的次生矿物缺乏相应的系统而深入的研究。③ 火星陨石自火星上溅射出来而降落至地球上需要克服火星的强大引力，因此，大部分火星陨石都经历了非常强烈的冲击变质作用，研究火星陨石时需要扣除叠加在岩浆作用之上的冲击变质影响，但有关火星陨石冲击效应的研究，目前主要局限于少数几个陨石，对火星表面冲击变质作用的研究有待于进一步的工作。④ 同位素年龄的测定提供了火星陨石形成和演化的时间标尺。某些同位素体系（如 K－Ar、Rb－Sr 等体系）由于受到强烈的冲击变质作用而发生重置，造成同位素年龄的解释长期存在争议。⑤ 火星生命的争论是当前火星陨石研究和火星探测的焦点。ALH 84001 陨石中存在有古老生命痕迹的证据，如低温碳酸盐瘤体、生物膜、PAHs 等，但热水溶液的实验模拟（Golden et al.，2000；McSween et al.，1998）已经观察到 Mg、Ca 碳酸盐发生无机沉淀可以产生 ALH84001 的碳酸盐瘤体。⑥ 对火星陨石的反射波谱研究，将对正确解释火星探测器和飞船的大量遥感数据有重要的参考价值。

四、来自小行星带的岩石

（一）小行星带的无球粒陨石

小行星带（asteroid belt）是太阳系内介于火星和木星轨道之间，距离太阳约 2.17～3.64 天文单位的空间区域内，聚集了大约 50 万颗以上小行星的小行星密集区域，由已经被编号的 120437 颗小行星统计得到，98.5% 的小行星都在此处被发现，被称为小行星带。小行星带内最大的三颗小行星分别是智神星、婚神星和灶神星（4 Vesta），平均直径都超过 400km；在主带中仅有一颗矮行星——谷神星（1 Ceres），直径约为 950km；其余的小行星都较小，有些甚至只有尘埃大小。小行星带的物质非常稀薄，目前已经有好几艘太空船安全通过而未曾发生意外。在主带内的小行星依照它们的光谱和主要形式分成三类：碳质、硅酸盐和金属。其中对于灶神星（4 Vesta），科学家有大量的样品可以研究，有超过 200 颗以上的 HED 陨石可以用于洞察灶神星的地质历史和结构。灶神星被认为有以铁镍为主的金属核心，外面包覆着以橄榄石为主的地幔和岩石的地壳。

HED 无球粒陨石被认为是来自灶神星（4 Vesta）的陨石，有玄武岩、超基性堆晶岩和风化角砾岩。HED 是指**古铜钙长无球粒陨石**（howardites）、**钙长辉长无球粒陨石**（eucrites）（图 28 -22a）和**奥长古铜无球粒陨石**（diogenites）。它们被认为是来自小行星灶神星的地壳，很像地球上的岩浆岩，由放射性同位素测定这些陨石的结晶年龄都在 44.3 亿 ~45.5 亿年之间。来自小行星带的陨石还有 angrites 和 aubrites。这些无球粒陨石的矿物、化学特征和区别见表 28 -6。

表 28 -6　来自小行星带无球粒的陨石

	Aubrites（钛辉无球粒陨石）	HED			Angrites（顽辉石无球粒陨石）
		Eucrites	Diogenites	Howardites	
结构	粗状 - 角砾	玄武	粗状	角砾状	中粗粒
橄榄石/辉石（体积比）	≪1	≪1	≪1	≪1	1
橄榄石成分	Fa_0	无	$Fa_{27\sim35}$	$Fa_{8\sim89}$	$Fa_{11\sim66}$（$La_{0.1\sim4(8)}$）
橄榄石 FeO/MnO	—	—	44 ~60	—	75 ~100
低钙辉石成分	$Fs_{0.1\sim1.2}$	微量	$Fs_{23\sim33}$	变化大	无
低钙辉石 FeO/MnO	—	25 ~38	27 ~35	—	—
高钙辉石成分	$Fs_{0\sim0.2}$，$Wo_{40\sim46}$	变化大	微量	变化大	$Fs_{12\sim50}$，$Wo_{50\sim55}$
斜长石	微量：$An_{2\sim23}$	$An_{60\sim99}$	$An_{60\sim99}$	$An_{60\sim98}$	$An_{86\sim99.7}$
铬铁矿，Cr/（Cr + Al）	—	62 ~88	68 ~89	—	—
富 Si 相	不存在	微量	微量	微量	不存在
铁纹石	少量	微量 - 少量	微量	微量	微量
镍纹石	微量	不存在	不存在	微量	不存在
陨硫铁	微量	微量	微量	微量	微量
其他矿物	立方体硫化物	微量	微量	微量	尖晶石，磷酸盐，氧化物

注：少量，<5%；微量，<0.5%，均指体积分数。

虽然小行星是陨石的母体，但一个具体的陨石与已知的小行星是很难一一对应的。唯一例外的就是 HED 族陨石，多数科学家认为，它们来自小行星灶神星 Vesta。哈勃太空望远镜得到的光谱图像表明，灶神星（直径 525km，小行星带中第三大的行星）的表面成分与 eucrite 陨石相同，而一些更深的受冲击熔融作用影响的区域与 diogenites 陨石是非常相似的。该小行星上的薄毯状的溅射物是两者的混合物，其成分相当于 howardites 陨石。灶神星陨击坑中更深部的岩石富集橄榄石，尽管无球粒陨石中这种陨石成分至今还没有被发现。在 1996 年，哈勃太空望远镜发现灶神星上一个巨大的陨击坑，直径 430 多千米，年龄 10 亿年，可能是 HED 族陨石的源区位置所在。

来自小行星带的无球粒陨石，除了刚介绍的 HED 族陨石，特殊陨石钛辉无球粒陨石、顽辉石无球粒陨石外，还有石铁陨石和铁陨石这两大类，前面已有少量介绍，在此处不再介绍。

（二）小行星带的球粒陨石

大多数来自小行星带的陨石为球粒陨石。球粒陨石是最常见的陨石，其化学成分有明显的差异，包括三大类：碳质球粒陨石（C）、顽辉石球粒陨石（E）和普通球粒陨石（O）（图 28 -22b）。其中普通球粒陨石根据铁含量、橄榄石和辉石的成分又可以分为三个化学



(a)　　　　　　　　(b)

图 28－22　钙长辉长岩 Eucrite 的薄片（a）和普通球粒陨石的薄片（b，可见很多球粒）

群：H（高铁）、L（低铁）和 LL（低铁低金属）。碳质球粒陨石是太阳系中最原始的物质，还可划分为 CI、CM、CO、CV、CK、CR 和 CH 化学群，每个群冠以代表性陨石的首字母，成分类似 Ivuna 陨石的称为 CI 型，成分类似 Mighei 陨石的为 CM 型，成分类似 Ornans 陨石的为 CO 型，成分类似 Vigarano 陨石的为 CV 型。其中 CI 型碳质球粒陨石更是其中最原始的，其非挥发性元素的含量被用来代表太阳的元素丰度。此外，球粒陨石还有新确认的两个群：K 群（代表性陨石 Kakangari）和 R 群（代表性陨石 Rumuruti）。

日本 Hayabusa 隼鸟号探测器送往小行星 25143（又名“系川”；Itokawa）。2010 年 11 月 16 日，日本正式发表在隼鸟带回地球的 1500 颗从小行星带回的微粒。这些微粒分析得到的成分与 LL 型普通球粒陨石一致。再次佐证了普通球粒陨石的母体为小行星带中的小行星。

球粒陨石的化学分类反映了它们的原生差异。陨石形成过程和形成后经历的变化则需要另外的标准，如球粒的完整程度、橄榄石和辉石的成分及其成分的均一性、玻璃的含量、次生矿物的发育程度、水含量等。根据矿物学和岩石学特征，球粒陨石可分为 6 个岩石类型，代表 6 种不同程度的变质作用。从 3 到 6 反映了热变质程度越来越高，从 2 到 1 反映水变质程度增强。3 为最原始的非平衡型球粒陨石。碳质球粒陨石中发现 1－2 型的陨石，其他球粒陨石中尚未发现 1－2 型的陨石。此外，少量球粒陨石可能出现局部熔融特征，其岩石类型被划分为 7 种（表 28－7）。

表 28－7　球粒陨石岩石类型划分标准

岩石类型划分标准	岩石类型						
	1	2	3	4	5	6	7
橄榄石和辉石成分均匀性（PMD）		>5%		<5%	均匀		
贫钙辉石的结构类型		单斜辉石为主		部分单斜辉石	斜方辉石		

续表

岩石类型划分标准	岩石类型						
	1	2	3	4	5	6	7
次生长石的发育程度		极少，细粒		微晶	晶体清晰，个别粗晶		
原始玻璃		常见，均质		少，脱玻化	缺乏		
金属（Ni 含量）		镍纹石很少，<20%	铁纹石和镍纹石共存，>20%				
基质	细粒，不透明	细粒，不透明	碎片状，不透明-透明	重结晶，透明			
球粒结构	无球粒	非常清晰		清晰	易区分	模糊	残晶
总碳含量/%	3~5	0.8~2.6	0.2~1	<0.2			
水含量/%	18~22	2~16	0.3~3	<1.5			

备注：PMD 表示相对标准偏差（percent mean deviation），PMD = 标准偏差/平均值 × 100%

（据 Schmus & Wood，1967；Wasson，1974；Dodd，1981）

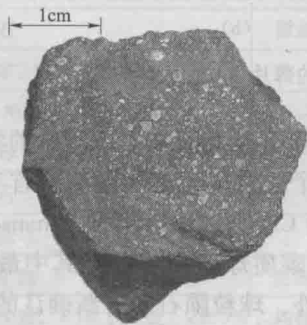


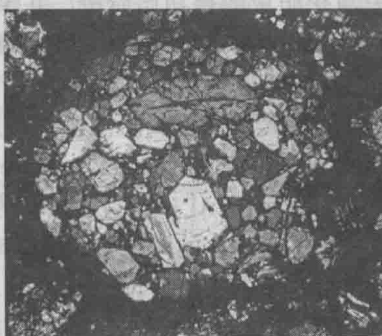
图 28-23　Murchison 碳质球粒陨石
在切面上可见大多数浅灰色的毫米大小的球体是球粒，而较大的白色物质为难熔包体，它们都嵌入在暗色的基质中

球粒陨石通常含有深灰色或黑色的熔壳，内部往往为浅灰色。三种基本结构组分包括**球粒**（chondrules）、**基质**（matrix）和**难熔包体**（refractory inclusions）。最主要组分球粒就是毫米级的硅酸盐小球体。细粒的被球粒浸没的物质为基质。

原始的普通球粒陨石是由高达 80% 的球粒构成，而碳质球粒陨石和顽火辉石球粒陨石所含的球粒要少得多，约为 30%，有时甚至完全由基质组成。球粒和基质的主要矿物是橄榄石和辉石。难熔包体，有时也像球粒一样是球形的，但一般的难熔包体都没有规则的形状，因此被称为集合体。难熔包体包含一些浅颜色的矿物，如长石，所以它们通常看起来像基质中嵌入的白色补丁（图 28-23）。

球粒陨石中的球粒类型很多（图 28-24），主要有斑状、炉条状、扇状、嵌晶状和隐晶质结构。斑状结构主要为结晶良好的橄榄石和低钙辉石，基质为微晶辉石和玻璃及少量的金属和陨硫铁。嵌晶状的球粒金属含量很少，低钙辉石丰富，而且晶体大，橄榄石晶形不完整。普通球粒陨石大多数球粒有如下的规律：辉石的球粒多为扇状，橄榄石的球粒多为炉条状，反应它们是从液滴中淬火形成的。

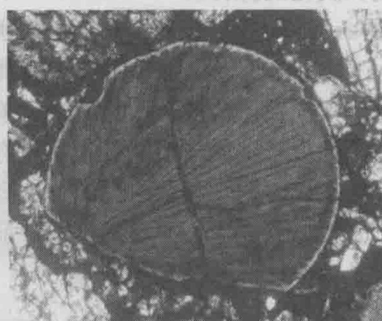
富钙富铝的难熔包体（CAI）最早是 1969 年在 CO_3 陨石（Lance 陨石）中发现的，但直到 1970 年，由于在 CV 陨石（Allende 陨石）中大量发现，并认为它们是太阳星云高温凝聚的产物，才引起人们的广泛注意。随后，在 CAI 中发现了氧同位素异常，表明它们携带有星云外（前太阳星云）物质，成为天体化学的研究热点。CAI 的矿物组成主要为尖晶石（$MgAl_2O_4$）、黄长石、钙钛矿、斜长石和富 Al 富 Ti 的辉石，也含有方钠石（$Na_4Al_3Si_3O_{12}Cl$）、霞石（$NaAlSiO_4$）。此外，在 Allende 和其他一些 CV 陨石的 CAI 中还发现一些罕见的矿物，如黑铝钙矿（$CaAl_{12}O_{19}$）、硅灰石（$CaSiO_3$）、钙铝榴石（$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$）等。



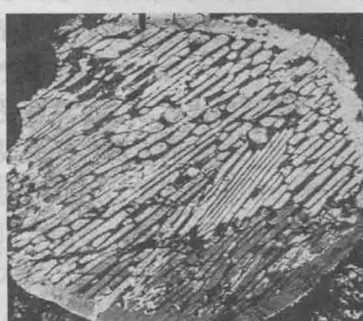
（a）斑状橄榄石球粒



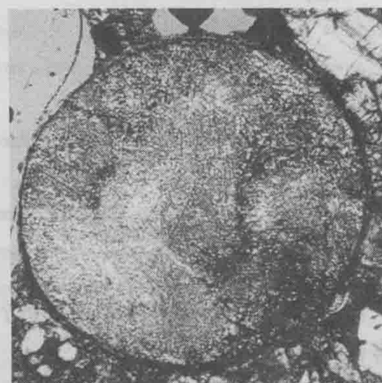
（b）斑状的辉石球粒



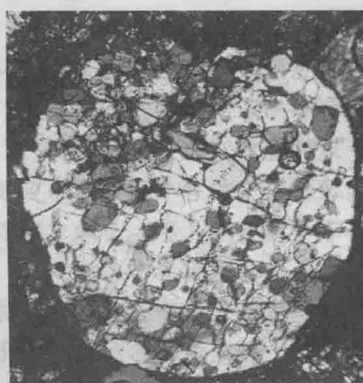
（c）炉条状橄榄石球粒



（d）放射状的辉石球粒



（e）隐晶质球粒



（f）嵌晶状橄榄石球粒

图 28－24　球粒结构图

（三）球粒陨石的研究意义

（1）太阳系外物质的研究。在原始的球粒陨石中可能保存着太阳系以外的物质。直到 1987 年才首次从 Murchison（CM2）陨石中成功地分离出太阳系外成因的金刚石（Lewis et al.，1987），随后分离出的太阳系外物质有碳化硅、石墨、氮化硅、刚玉、尖晶石等。除了金刚石约 26nm 大小外，其他颗粒的粒度在次微米至 10μm 之间。最近在宇宙尘中还发现了太阳系外成因的硅酸盐，包括橄榄石和硅酸盐质玻璃（Messenger et al.，2003）。此外，在一些太阳系外成因的石墨中还发现了包裹纳米级大小的多种碳化物和铁镍金属等。所有的这些物质与太阳系物质的根本区别是它们具有完全不同的同位素组成，其同位素差异（异常）之大，只能产生于不同恒星内部的各种核过程。所以，研究球粒陨石可以发现新类型的太阳系外物质，并帮助理解其形成过程和条件。

（2）灭绝核素的研究。CAI 形成于太阳星云演化历史的最初始阶段，并保存了一些同位素异常的信息和灭绝核素衰变的子体。Clayton et al.（1973）根据对 CAI 中氧同位素的研究，发现了太阳系中不同于地球的异常氧同位素。其氧同位素组成被认为是一个富集^{16}O的源区与普通太阳星云的氧同位素混合的结果，表明早期太阳星云氧同位素分布是不均一的。迄今为止，已经发现的灭绝核素包括 Al、Ca、Ag、Sm 和 Cl 等（MacPherson et al.，1995；Sahijpalet al.，l995），这些灭绝核素衰变的子体主要保存在 CAI 中。这些异常的存在，不但反映了太阳星云的不均一性，同时还提供了太阳星云早期演化的同位素时标。对$^{26}Al-^{36}Mg$体系的同位素研究表明，CAI 可能是太阳系 1Ma 时间内形成（MacPherson et al.，1995）。总之，CAI 是太阳星云最早期各种热事件的产物，保存了星云最原始的信息，具有同位素异常和大量灭绝核素子体，是研究早期太阳星云形成和演化的探针。

（3）天体生物学研究意义。碳质球粒陨石是一种富含水与有机化合物的球粒陨石，仅占已知陨石的5%左右。它的成分主要为硅酸盐、氧化物及硫化物。由于拥有具挥发性的有机化学物质和水，因此自形成后，它没有遭受过严重（高于200℃）的加热。碳质球粒陨石被认为是最能保存形成太阳系的太阳星云的成分。且由于碳质球粒陨石中富含有机质，有机质的形成与演化与生命的起源相关，因而成为近年来天体化学领域研究的突出亮点。其研究内容包括各类有机质的组成和含量，不同有机质的 C、H、N、S 同位素组成特征，有机质和各种无机碳的微结构特征，有机质的演化与太阳星云中的低温蚀变过程等。

思　考　题

1. 什么是陨石？研究陨石有何科学意义？
2. 地外岩石的种类和来源有哪些？如何鉴别？
3. 陨石的主要产地有哪些？为什么？
4. 球粒陨石中的球粒与火成岩中的斑晶有何联系与区别？
5. 月球表面的岩石类型有哪几种？与地球岩石类型有何区别？为什么？
6. 研究地外天体表面成分的途径有哪些？
7. 据研究，月球与地球的总成分差别较大，你认为是哪几种可能的因素造成的？
8. 地外岩石的研究对于研究地球的形成与演化有何意义？

第五篇参考文献

Barrat J A，Jambon A，Bohn M et al. 2002. Petrology and chemistry of the picritic shergottite North West Africa 1068（NWA1068）. Geochimica et Cosmochimica Acta，66：3505 – 3518.

Bogard D D，Johnson P. 1983. Martian gases in an Antarctic meteorite? Science，221：651 – 654.

BVSP（Basaltic Volcanism Study Project）. 1981. Lunar highlands basalts. In：Basaltic volcanism on the terrestrial planets（Chapters 1. 2. 1 – 1. 2. 7）. New York：Pergamon Press，5 – 213.

Delaney J S. 1989. Lunar basalt breccia identified among Antarctic meteorites. Nature，342：889 – 890.

El Goresy A. 1976. Oxide minerals in lunar rocks. Rev. Mineral.，3：EG1 – EG43.

Floran R J，Prinz M，Hlava P F et al. 1978. The Chassigny meteorite：A cumulate dunite with hydrous amphibole-bearing melt inclusions. Geochim Cosmochim Acta，42：1213 – 1229.

Hamilton V E，Wyatt M B，McSween H Y et al. 2001. Analysis of terrestrial and martian volcanic compositions using thermal emission spectroscopy：2. Application to martian surface spectra from the Mars global surveyor

thermal emission spectrometer. J. Geophys. Res. , 106: 14733 - 14746.

Keller L P, McKay D S. 1997. The nature and origin of rims on lunar soil grains. Geochim. Cosmochim. Acta, 61: 2331 - 2341.

Korotev R L, Gillis J J. 2001. A new look at the Apollo 11 regolith and KREEP. J. Geophys. Res. , 106: 12339 - 12353.

McSween H Y, Stolper E. 1979. Basaltic meteorites. Scient. Am. , 242: 54 - 63.

McSween Jr H Y, Treiman A H. 1998. Martian meteorites. In: Papike J J (ed.), Reviews in Mineralogy. Planetary Materials, vol. 36. Mineralogical Society of America, Washington D C, 6 - 1 - 6 - 53 (Chapter 6).

Meyer C. 2006. Mars Meteorite Compendium.

Mittlefehldt D W. 1994. ALH84001, a cumulate orthopyroxenite member of the Martian meteorite clan. Meteoritics, 29: 214 - 221.

Papike J J, Ryder G, Shearer C K. 1998. Lunar samples. In: Papike J J (ed.), Reviews in Mineralogy. Planetary Materials, vol. 36. Mineralogical Society of America, Washington pp. 1 - 5 - 5 - 234 (Chapter 5).

Pieters C. 1986. Composition of the lunar highland crust from near - infrared spectroscopy. Rev. Geophys. , 24: 557 - 578

Taylor G J, Warren P H, Ryder G, Pieters C et al. 1991. Lunar rocks. In: Heiken G H, Vaniman D T, French B V (eds.), Lunar sourcebook: A user's guide to the Moon. Cambridge: Cambridge University Press, 183 - 284.

Treiman A H, Gleason J D, Bogard D D. 2000. The SNC meteorites are from Mars. Planet. Space Sci. 48: 213 - 1230.

Wadhwa M, Crozaz G. 1998. The igneous crystallization history of an ancient martian meteorite from rare earth element distributions. Meteorit Planet Sci. , 33: 685 - 692.

Warner J L, Simonds C H, Phinney W C. 1976. Genetic distinction between anorthosites and Mg - rich plutonic rocks: new data from 76255 (abstract) . Lunar Sci. , VII. The Lunar Science Institute, Houston, pp. 915 - 917.

Wood C A, Ashwal L D. 1981. SNC meteorites: Igneous rocks from Mars? Proc Lunar Planet Sci. Conf. , 12th: 1359 - 1375.

http: //meteorites. wustl. edu/lunar/moon_ meteorites. htm

http: //www - curator. jsc. nasa. gov/antmet/mmc/index. cfm

http: //www2. jpl. nasa. gov/snc/index. html

附录1 矿物代号

代号	英文名称	中文名称	代号	英文名称	中文名称
Ab	Albite	钠长石	Crs	Crossite	青铝闪石
Ac	Acmite	锥辉石	Cum	Cummingtonite	镁铁闪石
Act	Actinolite	阳起石	Der	Deerite	迪尔石
Ae	Aegirine	霓石	Di	Diopside	透辉石
Af	Alkali feldspar	碱性长石	Dia	Diamond	金刚石
Ak	Akermanite	镁黄长石	Dol	Dolomite	白云石
Alm	Almandine	铁铝榴石	En	Enstatite	顽火辉石
Aln	Allanite	褐帘石	Ep	Epidote	绿帘石
Als	Al_2SiO_5 minerals	Al_2SiO_5矿物（铝硅酸盐）	Fa	Fayalite	铁橄榄石
Am = Amp	Amphibole	角闪石	Fo	Forsterite	镁橄榄石
An	Anorthite	钙长石	Fs	Ferrosilite	铁辉石
And	Andalusite	红柱石	Ged	Gedrite	铝直闪石
Andr	Andradite	钙铁榴石	Gl	Glaucophane	蓝闪石
Ang	Antigorite	叶蛇纹石	Glt	Glauconite	海绿石
Anl	Analcite	方沸石	Gp	Gypsum	石膏
Ann	Annite	羟铁云母	Gra	Graphite	石墨
Ant	Anthophyllite	直闪石	Gro	Grossular	钙铝榴石
Ap	Apatite	磷灰石	Gt = Ga = Grt	Garnet	石榴子石
Ar	Aragonite	文石	Hem	Hematite	赤铁矿
Arf	Arfvedsonite	钠铁闪石	Hb	Hornblende	普通角闪石
Atg	Antigorite	叶蛇纹石	Hd	Hedenbergite	钙铁辉石
Aug	Augite	普通辉石	Hu	Heulandite	片沸石
Bi = Bt	Biotite	黑云母	Hy	Hypersthene	紫苏辉石
Brc	Brucite	水镁石	Idn	Iddingsite	伊丁石
Bre		铁菱镁矿	Ill	Illite	伊利石
Cam	Calc-amphibole	钙质角闪石	Ilm	Ilmenite	钛铁矿
Car	Carpholite	纤锰柱石	Jd	Jadeite	硬玉
Cc	Calcite	方解石	Jed	Jedrite	铝直闪石
Chl = Ch	Chlorite	绿泥石	Kao	Kaolinite	高岭石
Chr	Chrysotile	纤蛇纹石	Kf = Kfs	K-feldspar	钾长石
Cld = Ct	Chloritoid	硬绿泥石	Kp	Kaliophilite	钾霞石
Clt	Clintonite	脆云母	Ky	Kyanite	蓝晶石
Cm	Chromite	铬铁矿	Lab	Labradorite	拉长石
Co = Crn	Corundum	刚玉	Lar	Larnite	斜硅钙石
Coe	Cesite	柯石英	Lc	Leucite	白榴石
Cpx	Clinopyroxene	单斜辉石	Liz	Lizardite	利蛇纹石
Crd = Cord	Cordierite	堇青石	Lmt = Lm	Laumontite	浊沸石

续表

代号	英文名称	中文名称	代号	英文名称	中文名称
Lw = Law	Lawsonite	硬柱石	Py	Pyrite	黄铁矿
Mar	Margarite	珍珠云母	Pyr	Pyrope	镁铝榴石
Mc	Mica	云母	Q = Qz	Quartz	石英
Mel	Melilite	黄长石	Ran	Rankinite	硅钙石
Mer	Merwinite	默硅镁钙石	Rie	Riebeckite	钠闪石
Mg-Rie	Magnesioriebekite	镁钠闪石	Rt = Ru	Rutile	金红石
Mgn	Magnesite	菱镁矿	San	Sanidine	透长石
Mi = Mic	Microcline	微斜长石	Sc = Sca = Scp	Scapolite	方柱石
Mm	Montmorillonite	蒙脱石	Se	Sericite	绢云母
Mnz	Monazite	独居石	Ser = Serp	Serpentine	蛇纹石
Moc	Monticellite	钙镁橄榄石	Sil	Sillimanite	矽线石
Ms	Muscovite	白云母	Sm	Smectite	蒙皂石
Mt	Magnetite	磁铁矿	Sp = Spl	Spinel	尖晶石
Mu	Mullite	莫来石（多铝红柱石）	Sph	Sphene	榍石
Ne	Nepheline	霞石	Spr	Sapphirine	假蓝宝石
Nos	Nosean	黝方石	Sps	Spessartine	锰铝榴石
Oam	Ortho-amphibole	斜方角闪石	Spu	Spurrite	灰硅钙石
Ol	Olivine	橄榄石	St	Staurolite	十字石
Olg	Oligoclase	更长石	Stp	Stilpnomelane	黑硬绿泥石
Omp	Omphacite	绿辉石	Tc	Talc	滑石
Opx	Orthopyroxene	斜方辉石	Til	Tilleyite	粒硅钙石
Or	Orthoclase	正长石	Tp	Topaz	黄玉
Os	Osumilite	大隅石	Tr	Tremolite	透闪石
Pe = Per	Periclase	方镁石	Tri	Tridymite	鳞石英
Pg	Paragonite	钠云母	Ts	Tschermakite	契尔马克分子
Phl	Phlogopite	金云母	Ver	Vermiculite	蛭石
Phn	Phengite	多硅白云母	Ves	Vesuvianite	符山石
Pie	Piemontite	红帘石	Wm	White mica	白色云母
Pig	Pigeonite	易变辉石	Wo	Wollastonite	硅灰石
Pl = Plag	Plagioclase	斜长石	Wr	Wairakite	斜钙沸石
Prh	Prehnite	葡萄石	Wu	Wustite	方铁矿
Prl	Pyrophyllite	叶蜡石	Zo	Zoisite	黝帘石
Pu	Pumpellyite	绿纤石	Zr = Zrn	Zircon	锆石
Px	Pyroxene	辉石			

附录2 中英文术语索引

G

H

J

K

L

M

X

Y

Z